

北太平洋亜熱帯循環系北西部における中規模渦の観測的研究

著者	青島 桃子
学位授与機関	東京商船大学
学位授与年度	2000
URL	http://id.nii.ac.jp/1342/00000665/

修士学位論文

北太平洋亜熱帯循環系北西部における中規模渦の観測的研究

平成 12 年度

東京商船大学大学院

流通情報工学専攻

青島 桃子

北太平洋亜熱帯循環系北西部における中規模渦の観測的研究

流通情報工学専攻 青島 桃子

日本付近の船舶運航、産業および気候変動に密接に関係する黒潮、および黒潮続流南方の亜表層に存在する北太平洋亜熱帯モード水について、多くの研究がなされてきたが、これまでの海洋観測ではその内部構造を高頻度、高密度かつリアルタイムに把握することは難しかった。

ところが近年これらを可能とする中層フロートという新しい測器が開発され、この中層フロートを世界の海洋に約 3000 個展開する ARGO 計画が進められている。日本でもこの計画に参加しており、2000 年 3 月に予備実験として 2 本のフロートを北緯 30 度 1 分、東経 143 度 19 分に投入した。フロートの滞在深度は 1500m、観測間隔はそれぞれ 14 日と 28 日である。計測は全 57 層で行う。

この研究では、これら 2 本のフロートの観測に基づき、黒潮続流南方の水塊および中規模渦活動について調べた。この他に TOPEX/Poseidon (T/P) 海面高度計データ、観測船みらいの CTD、XCTD データ、海上保安庁測量船天洋の CTD データ、東北大学の TOLEX/XBT 水温データも用いる。

2 本のフロートは、4 月～7 月にかけて北緯 29～31 度、東経 141～143 度のおよそ数百 km の海域を反時計回りに漂流した。その後 2 本のフロートは海面水温上昇による密度低下によって数ヶ月間海面に上昇できなくなったが、11 月以降順調に観測を続けている。

フロートが捉えた水温、塩分の鉛直構造は、表層の季節変化および躍層の発達などこの付近の海域の特徴をよく表している。また水温 16-19℃、塩分 34.7psu、密度 24.8-25.2kg/m³ を示す亜熱帯モード水、直線的な TS 関係を示す北太平洋中央水、密度 26.8-27.0kg/m³ で塩分極小 34.1psu を示す北太平洋中層水の存在を確認できた。

T/P の結果からフロートが漂流した海域に発達していた低気圧性渦の中心位置を推定し、2 本のフロート観測値を用いて合成図解析を行い渦の構造を推定した。

その結果渦の水平スケールは 280-360km で、100m より下層で渦の中心に向かって低温・低塩となる構造が確認できた。水温勾配、塩分勾配は表層 100m～800m 付近で大きく、それぞれ -0.2～-0.25℃/10km、-0.01～-0.02psu/10km である。また地衡流速は表層の中心付近で最大 1.5m/s となる。このような構造は 1500m に及ぶ。天洋 CTD データからも矛盾しない結果が得られた。

修士学位論文

北太平洋亜熱帯循環系北西部における中規模渦の観測的研究

平成 12 年度

東京商船大学大学院

流通情報工学専攻

青島 桃子

目次

第 1 章 はじめに

1.1 海洋観測の現状	…1
1.2 ARGO 計画	…1
1.3 研究の目的	…2

第 2 章 データ

2.1 使用するデータ	…3
2.1.1 中層フロート観測データ	…3
2.1.2 World Ocean Atlas98 気候値データ	…3
2.1.3 MR00-K02 観測航海の CTD および XCTD 観測データ	…3
2.1.4 TOLEX/XBT 観測データ	…4
2.1.5 海上保安庁測量船「天洋」の CTD 観測データ	…4
2.1.6 TOPEX/POSEIDON 海面高度計データ	…4
2.2 データ処理	…5
2.2.1 中層フロートの移動速度の計算	…5
2.2.2 MR00-K02 観測航海の XCTDデータについて	…5
2.2.2 天洋 CTD データについて	…6
2.2.4 XBT水温データを用いた地衡流計算	…6

第 3 章 フロートの観測状況

3.1 フロートの漂流状況	…7
3.2 海底地形との関係	…7
3.3 フロートセンサーの特性	…7

第 4 章 フロート観測値から得られる海洋構造

4.1 フロート投入海域の海洋構造	…9
4.1.1 WOA98 で与えられる平均場	…9
4.1.2 MR00-K02 観測結果	…9
4.1.3 TOLEX/XBT 観測結果	…10

4.1.4 まとめ	…10
4.2 フロートが捉えた 4 月から 7 月の海洋構造	…11
4.2.1 フロート観測値の結果	…11
4.2.2 WOA98 平均場との比較	…11
4.2.3 天洋 CTD 観測値および TOLEX/XBT 観測値との比較	…12
4.2.4 まとめ	…13
4.3 フロートが捉えた水塊構造	…13
4.3.1 フロート観測値から得られる水塊構造	…13
4.3.2 WOA98 月平均場との比較	…13
4.3.3 天洋 CTD 観測値から捉えられた水塊構造	…14
4.4 水塊の時間変動(等密度面解析)	…14
4.5 まとめ	…14
第5章 フロートが捉えた渦の挙動	
5.1 WOA98 年平均場との比較	…15
5.2 TOPEX/POSEIDON 海面高度場とフロート投入位置	…15
5.3 TOPEX/POSEIDON 海面高度場と断面観測との比較	…16
5.2.1MR00-K02 観測結果との比較	…16
5.2.2TOLEX/XBT 観測値と天洋 CTD 観測値の結果との比較	…16
5.2.3 まとめ	…17
第 6 章 黒潮統流南方にみられる渦の挙動	
6.1 フロート観測値と海面高度場から得られる渦の構造	…18
6.1.1 渦の挙動	…18
6.1.2 渦構造の推定	…18
6.1.3 渦の水溫・塩分鉛直分布	…18
6.1.4 渦の流れの構造	…19
6.2 天洋 CTD 観測値から得られる渦の構造	…19
6.2.1 天洋 CTD 観測値からの渦構造の推定	…19

6.2.2 渦の水温・塩分鉛直分布	…19
第7章 まとめと考察	…21
謝辞	…22
付録1 水塊分析に重要な変量	…23
付録2 水塊分析	…25
付録3 力学計算	…26
付録4 世界の海洋構造	…30
付録5 太平洋循環	…33
付録6 大西洋循環	…35
付録7 太平洋の水塊	…37
付録8 大西洋の水塊	…39
付録9 インド洋の水塊	…40
参考文献	…41

第1章 はじめに

1.1 海洋観測の現状

北太平洋亜熱帯循環系とは、北太平洋亜熱帯域から中緯度を流れる北赤道海流・黒潮・黒潮続流・北太平洋海流・カリフォルニア海流からなる時計回りの循環^(付録 5)をいい、その循環系の西岸境界流部分である黒潮は、日本付近の船舶運航や漁業など産業と深くかわり、また気象や気候変化などに密接に関係していると考えられている。また黒潮の南側に存在する北太平洋亜熱帯モード水は、主に黒潮続流域の南の海域で、冬季の冷却による鉛直対流によって生成され、春季以降海面への加熱が強まり、上層部で安定な成層の形成によって大気から遮断され、鉛直方向に水温一様、密度一様の層として亜表層に存在する^(付録 8)。そして黒潮再循環の高気圧性の流れによって形成域から離れた海域にまで運ばれ、再循環内に広がると考えられており、さらに低緯度の海洋変動とも関係していると言われている。またこの付近に発生する中規模渦は、水塊の移動および熱や塩分の輸送に重要な役割を果たしていると考えられている。

近年黒潮および亜熱帯モード水に関する多くの研究が行われてきたが、海洋の内部構造を知る観測が少なく平均的な様子以外はあまりわかっていない。海洋内部の観測は、海洋観測船や商船、漁船の協力によって行われる観測、音波断層観測法、係留系など多様な方法で行われているが、海洋は広大でかつ観測が困難な領域を抱えているために、観測頻度が低く観測空白域も多い。またデータをリアルタイムに入手しにくい。近年発展している人工衛星によるリモートセンシングは、海洋表面を広範囲にわたって高頻度、高分解能かつリアルタイムに調べることができるが、その内部構造を調べることはできない。そのためこれまでの海洋観測では、海洋内部の構造を高頻度、高密度、リアルタイムで把握することは難しかった。

1.2 ARGO 計画

最近になって中層フロートという新しい測器が開発された。中層フロートとは、自動的に昇降が可能で、予め定められた深度まで降下し、一定期間漂流した後、上昇しながら設定した深度毎に水温、塩分の観測を繰り返す。海面に到達すると観測データは衛星を経由して陸上のユーザーに送られる。そして再び定められた深度まで降下するという仕組みになっている。フロート本体は浮力調整エンジン、衛星データ送信機、CTD センサー、バッテリー等から構成されている(図 1)。この中層フロートは、一本 200 万円という低価格で、自動的に観測を繰り返すことが可能であり、リアルタイムにデータを入手できるという今までにない画期的な機器である。これまでの観測方法の中には、観測自体が比較的容易で、リアルタイムにデータを入手できる XCTD や XBT 観測があるが、これらの観測では水深 1000m 付近までのデータしか得ることができない。中層フロートは 2000m までの観測が可能である。

また海水の特性は、海水の温度とそのなかに含まれる塩分量によって決まり、この温度と塩分と圧力によって決まるのが密度である。海水の流れと混合は風成循環の卓越する表層を除いては、中立面、すなわち流体粒子がその面に沿って動くとき浮力を受けないような面に沿うと考えられる。このため等密度の水の運動を知ることが重要である。従って海洋中の任意の密度の水とともに漂流観測が可能な中層フロートは、水塊の追跡および水塊の挙動を調べる重要な手段である。

そしてこの中層フロートを全世界の海洋に約 3000 個を展開する計画(ARGO 計画)がアメリカ、日本、フ

ランスを中心に進められている。この計画ではこの中層フロートを滞在深度 1500~2000m で平均 300km 間隔に配置し、10 日毎に観測することを予定している。フロートは 100~150 回の観測を繰り返すことが可能であり、これが実現すれば観測空白域を埋めると共に、海洋循環に重要と考えられる海域に絞り込んだ集中観測と海域間の比較研究を高頻度・高密度かつリアルタイムに行うことが可能になる。

日本では 2000 年から運輸省(海上保安庁、気象庁)、科学技術庁(海洋科学技術センター、地球観測フロンティア)が共同で、日本版 ARGO 計画として「地球規模の高度海洋監視システムの構築に関する研究」を開始した。この研究の予備実験として、2 本の中層フロートを海洋観測船みらいの観測航海で 2000 年 3 月下旬黒潮続流域南方に投入した。

1.3 研究の目的

この研究では、日本版 ARGO 計画に基づいて投入された 2 本の中層フロートの観測結果を用いて、亜熱帯モード水の卓越する海域の内部構造およびこの付近に発生する渦の構造を調べることを目的として、事例的研究を行う。

さらに比較用のデータとして、National Oceanographic Data Center (NODC)による World Ocean Atlas98 の気候値データセット、海洋観測船みらいによって行われた MR00-K02 観測航海の CTD および XCTD データ、衛星に搭載された海面高度計によって観測された TOPEX/POSEIDON 海面高度データ、および海上保安庁水路部でこの中層フロート観測に連動して行った CTD 観測のデータ、海洋科学技術センターと東北大学が共同で行っている東京―小笠原間の観測データである TOLEX-XBT の水温データを用いる(図 2)。

第2章 データ処理

2.1 使用するデータ

2.1.1 中層フロート観測データ

2000年2月12日から3月26日に海洋科学技術センターの観測船「みらい」によって北太平洋亜熱帯西部を中心に海洋観測(MR00-K02 観測航海)が行われた。この観測は ENSO 現象とそれに関連した気候変動における大気-海洋相互作用を調べることを目的として行われた。

この研究では、海洋観測船みらいの観測航海 MR00-K02 で 2000 年 3 月 21 日 8 時 20 分頃(JST)に投入された 2 本の中層フロート観測の結果を用いる。投入海域は北緯 30 度 1 分、東経 143 度 19 分である(図 2)。

今回使用したフロートは米国 Webb 社製の APEX 型で、センサーは Sea Bird 社製の電極型塩分センサーと温度センサーである(図 1)。データは ARGOS で受信している。フロートの滞在深度は 1500m、観測間隔は一本は 28 日(フロート A)、もう一本は 14 日(フロート B)である。全 57 層である。観測深度の設定は表 1 に示す。

フロートは投入されてから 8 月 8 日まで 2 本とも順調に観測を続けたが、8 月 8 日以降海面水温上昇による海面密度低下の影響で海面まで上昇できなくなった(図 2)。数ヶ月後フロートは再び海面まで上昇できるようになり、観測を継続しているが、14 日毎に観測するフロートは、塩分計測値に 0.02psu 程度のバイアスがかかるようになった。そのためこの研究では、4 月～7 月までのデータを用いる。観測間隔 14 日のフロートは、4 月 4 日から 7 月 25 日まで計 9 測点、観測間隔 28 日のフロートは 4 月 18 日から 7 月 11 日までの計 4 測点である。

解析には水温(°C)、塩分(psu)およびフロートが海面にいたときの位置情報(時間(JST)、緯度、経度)のデータを用いる。

2.1.2 World Ocean Atlas98 気候値データ

World Ocean Atlas98 は、National Oceanographic Data Center から発行された 1998 年度改訂版気候値データセットである。このデータは Levitus(1982)^①の客観解析方法によって内挿されている。この気候値データセットは、標準層毎に緯度 1° × 経度 1° メッシュおよび緯度 5° × 経度 5° メッシュに格子化されたものである。海面から 5500m まで全 33 層である。標準層の深度は表 2 に示す

この研究では、緯度 1° × 経度 1° の全 33 層の水温(°C)、塩分(psu)の年平均値および月平均値を用いて解析を行う。

2.1.3 MR00-K02 観測航海の CTD および XCTD 観測データ

この研究では、MR00-K02 観測航海でフロート投入前後に行われた XCTD と CTD 観測の水温(°C)・塩分(psu)データを用いる。

XCTD 観測は、3 月 21 日～3 月 22 日、北緯 25 度 39 分、東経 143 度 40 分～北緯 35 度 00 分、東経 142 度 53 分を緯度約 20 分間隔で行われた(図 2)。測点は計 49 点である。海面から水深 800-1100m まで約 1m 間隔で観測されている。

CTD 観測は、南緯 5 度～北緯 30 度、東経 143 度～169 度付近の計 16 点の海域で観測されており、この研究では 3 月 22 日に北緯 30 度 1 分、東経 143 度 18 分で観測されたデータを用いる。水深は 1500m で、1m 毎に観測されている。

2.1.4 TOLEX-XBT 観測データ

東京～小笠原間を結ぶフェリー「おがさわら丸」(小笠原海運株式会社、全長 131m、総トン数 6,679 トン)では、多層式超音波ドップラー流向流速計を設置して、黒潮を含む亜熱帯循環の海流観測が行われている。また投棄式水深水温計(XBT)を用いた水温の断面観測も定期的に行われている。これらの観測は海洋科学技術センターと東北大学が共同で行っている。

この研究では 2000 年 3 月、5 月、7 月に北緯 27～35 度、東経 139～143 度の海域で行われた XBT 観測の水温データ(°C)を用いる。観測間隔は緯度約 20 分間隔である(図 2)。最大水深は 800m で、1m 毎に観測されている。

2.1.5 海上保安庁測量船「天洋」の CTD 観測データ

2000 年 7 月 14 日から 7 月 15 日にかけて、この中層フロート観測に連動して海上保安庁水路部所属の測量船「天洋」(全長 56m、総トン数 435 トン)による CTD 観測が、北緯 29 度、東経 142 度の海域を中心に行われた。観測は東経 142 度線に沿う北緯 28 度 50 分～北緯 29 度 20 分の海域と北緯 29 度 5 分の線に沿う東経 141 度 45 分～東経 142 度 20 分の海域について、それぞれ約 5 分毎に行われた(図 2)。測点数は計 14 測点である。水深は 2000-3000m で、約 1m 毎に観測されている。単位は水温(°C)、塩分(psu)である。

2.1.6 TOPEX/Poseidon 海面高度計データ

TOPEX/Poseidon はアメリカ NASA とフランス CNES が共同で開発し、1992 年 8 月に打ち上げられた地球観測衛星の一つで、海面高度を計測することを主な目的とした衛星である。衛星の管理、データ取得などの運営も両者が共同で行っている。

衛星の軌道は地表からおよそ 1336km の傾斜軌道で、10 日で元の軌道に回帰する。計測には共同開発された二周波高度計(the dual frequency altimeter)と CNES が開発した単周波固相高度計(the single frequency solid-state altimeter)を使用し海面高度を計測している(図 3)。また大気の水蒸気による誤差を補正するためマイクロ波放射計による水蒸気量計測も同時に行っている。

この研究で使用したデータは、アメリカ NOAA の National Environment Satellite, Data, and Information Service (<http://ibis.grdl.noaa.gov/SAT/>) 上で公開されている準実時間データをダウンロードして解析して使用した。データはほぼ 2 日遅れで更新されている。このデータは、高度そのものではな

く緯度 1 度間隔で軌道に沿ってもとめた 3 年間の平均値からの偏差である。

これらのデータに基づき、東西方向に 250km、南北方向に 200km のスケールを持ち、時間軸上では前後 15 日のスケールのガウス型の重み関数によって加重平均を行い、0.25 度×0.25 度格子の値を求めて使用した。時間的には 10 日ごとの値である。

2.2 データの処理

2.2.1 中層フロートの移動速度の計算

中層フロート観測値から得られる位置(緯度、経度)と時間(JST)の情報は、フロートが衛星を経由してデータを伝送するときであり、ゆえにフロートが海面に浮上している時である。これらの位置情報は一回の観測で複数個得られる。

これらの位置情報のうち、最初の情報をフロートが海面に浮上した直後の情報であるとみなす。また最後の情報をフロートが再び海中に沈む直前の情報であるとみなす。

ゆえに海面の移動速度は、1回の観測でフロートが海面に浮上したと考えられる位置と時刻および海中に沈む直前と考えられる位置と時刻から求められる。

また海中の移動速度は、フロートが海中に沈む直前と考えられる位置と時刻および次の観測でフロートが海面に浮上したと考えられる位置と時刻から求められる。

2.2.2 MR00-K02 観測航海の XCTD データについて

XCTD 観測は、緯度約 20 分毎に観測(図 2)が行われたが、一部の測点に観測間隔が短い箇所があった。北緯 29 度 52 分(A)、54 分(B)、57 分(C)の計 3 点と北緯 30 度 01.00 分(D)、01.24 分(E)、03 分(F)、05 分(G)の計 4 点である。これらの観測値の水温、塩分プロファイルを図 4.1、図 4.2 に示す。

全ての点の間隔を 20 分間隔にするために、同じ日に行われた北緯 30 度 01 分、東経 143 度 18 分の CTD 観測値と比較し、この海水の鉛直特性に最も近い測点を 1 点ずつ選ぶことにした。

図 4.1 より北緯 29 度 50 分付近の水温プロファイルは、3 点とも CTD 観測値とよく一致している。塩分については、測点 C のプロファイルにデータの欠損がみられ、測点 B のプロファイルは、塩分極小層より下で約 0.1psu の大きな差がみられた。測点 A のプロファイルは塩分極小付近を除いて比較的よく一致している。ゆえにこの研究では、北緯 29 度 52 分(測点 A)のデータを用いることにする。

図 4.2 より北緯 30 度 00 付近の水温・塩分プロファイルは、水深 400m 付近を除いて 4 点とも CTD 観測値とよく一致している。このため測点間隔を 20 分にするという理由から、北緯 30 度 01.24 分(測点 E)のデータを用いることにする。

また他の XCTD データはおおむね良い値とみられるのでそのまま使用する。測点は計 44 点である(図 2)。

地衡流の計算^(付録 3)に用いる XCTD 観測の水温、塩分は、その水深の間隔が不規則であったため、1m 毎に Akima 法で補間した値を用いる。地衡流の基準面は 800db とする。

2.2.3 天洋 CTD データについて

地衡流の計算に用いる水温、塩分データは、水深がそれぞれの測点で不規則であったため、800m までのデータを 1m 毎に Akima 法で補間したものを用いる。また海面付近ではデータがないところがあったため、水深 10m の値を海面の値とみなす。地衡流は、基準面 800db に設定し計算する。

2.2.4 TOLEX/XBT データを用いた地衡流計算

この研究では、TOLEX/XBT 観測と同時に行われる ADCP 流速データを得ることができなかった。そこで水温データから地衡流を推定することにした。

地衡流は水温、塩分からポテンシャル密度を求めて計算される。そこで WOA98 月平均気候値を用いて水温とポテンシャル密度の関係を 4 次の多項式で近似する。使用する WOA98 気候値データは、XBT 観測点が含まれる格子の 1~12 月までの月平均値である。また表層付近は季節変化の影響を受けるため表層を除き、水深 100~2000m の値を用いることにする。

図 5 に水温とポテンシャル密度の近似曲線および近似式を示す。地衡流は、XBT 観測の水温データとこれらの近似式からポテンシャル密度を近似し求められる^(付録 1, 3)。基準面は 800db とする。また XBT データはデータが 800m まで及ばないところがあったため、このような海域ではデータが存在する最も深い水深を基準面として計算する。

第3章 フロートの観測状況

3.1 フロートの漂流状況

図6に2本のフロートの漂流軌跡を示す。

2本のフロートは、投入場所から北に向かって流れ、4月18日には2本ともほぼ同じ位置に到達した。その後観測間隔28日のフロートAは南西に向かって流れ、6月13日には北緯29度28分、東経141度41分を南下し、7月11日に北緯29度5分、東経142度に到達した。そして8月8日には約130km北の北緯30度18分、東経142度11分に到達した。

一方観測間隔が14日のフロートBは投入場所から西南西に向かって流れ、5月30日に北緯30度20分、東経141度50分に到達した。そして6月にかけて南下し、7月11日に北緯29度、東経141度20分付近をほぼ真東に流れ、7月25日に北緯28度50分、東経142度40分に到達した。8月8日には7月25日とほぼ変わらない位置にいた。

この期間(約100日間)、2本のフロートは、小笠原諸島より北の北緯29度～30度、東経141度～143度の海域を反時計回りに流れた。またフロートAは、フロートBの常に数十km内側を流れた。

8月8日以降2本のフロートは、夏季の海面水温上昇による海面密度低下の影響で、海面まで上昇できなくなった。その後フロートAの情報は、約2ヶ月後の10月19日に北緯30度00分、東経144度51分で得ることができた。以降フロートは順調に観測を続け、11月16日に北緯29度54分、東経144度34分付近に到達し、12月14日には北緯29度8分、東経143度56分に到達した。そして1月11日に、北緯29度18分、東経143度36分に到達している。

一方フロートBの情報は、約4ヶ月後の12月3日に北緯27度27分、東経147度3分で得ることができた。その後フロートは14日毎に観測を続けており、12月17日に北緯27度12分、東経147度31分に到達し、1月14日に北緯28度6分、東経147度59分に到達している。

3.2 海底地形との関係

図6よりフロートが投入された北緯30度、東経143度20分付近の海域は、小笠原海溝の東の水深5000m付近に位置する。5月にかけてフロートは、2本とも水深約7000mに及ぶ小笠原海溝を横切って南西に向かい、東経141度30分の水深3000～4000mの海域を南下した。そして7月に父島より約150km北(水深2000～3000m)の海域に到達すると、ほぼ真東に流れた。このように2本のフロートは、この期間海嶺を越えて西へ行くことはなかった。

3.3 フロートセンサーの特性

フロートセンサーの信頼性を調べるために、みらいの観測航海MR00-K02のCTD観測結果と天洋のCTD観測結果を用いて、フロートの観測した時期と海域が似ている測点の水塊構造を比較した。

図7.1に、フロート投入海域より数十km北西に位置していた4月18日のフロートAの観測値とMR00-K02のCTD観測値のTS図(付録2)を示す。表層と塩分極小層付近のフロート観測値とCTD観測値は、塩

分に0.02~0.05psuの差が見られた。中層付近では塩分0.01psu程度の差となっており、深層ではよく一致している。

図7.2にフロート投入海域とほぼ同じ位置にいた4月4日のフロートBの観測値とMR00-K02のCTD観測値のTS図を示す。フロート観測値におけるTS曲線は、表層と塩分極小層付近を除いてCTD観測値のTS曲線とほぼ一致している。塩分極小層付近では塩分の値が一定せず、CTD観測値と比べて0.03psu程度の差が見られた。またCTD観測値の塩分極小層付近では、二つの塩分極小が示されたが、フロートAの結果には一つの塩分極小しか示されず、フロートBの結果には一定しない塩分変化がみられた。

フロートAについては、CTD観測値と比較した海域が異なっていることや時期も1ヶ月近くずれていることを考慮すると、このような差が生じてもおかしくない。またフロートセンサーの要求精度は、水温が0.005℃以下、塩分が0.01psu以下であり、フロートAはこの条件を満たしているといえる。

フロートBについては、CTD観測を行った海域とほぼ同じ場所であり、中層や深層でTS曲線がほぼ一致していることから、フロートBは良い精度で計測したといえる。また塩分極小付近に示された塩分変化は、CTD観測値に示された塩分極小層付近の水塊の挙動を捉えていたのかもしれない。

次に7月14日に北緯29度5分、東経141度59分で行われた天洋のCTD観測結果と7月11日に近い位置にいたと考えられる2本のフロートの観測結果を比較する。図8.1、図8.2にCTD観測値とフロートAとフロートBの観測値のTS図を示す。フロートA、フロートBのTS曲線ともに表層付近と塩分極小層付近に0.02~0.05psuの差が見られる他は、天洋CTD観測結果とよく一致している。

以上から今回使用した2本のフロートセンサーは、観測値にノイズのようなものも見られず、よい精度で観測していたと言える。

第4章 フロート観測値から得られる海洋構造

4.1 フロート投入付近の海洋構造

4.1.1 WOA98 で与えられる平均場

WOA98 気候値から3月の月平均値(緯度 1° \times 経度 1° の格子データ)を用いてフロート投入海域の海洋構造について調べる。

MR00-K02 観測の XCTD 測線(図 2)に沿ってこれらの測点をふくむ格子データから、水温と塩分の鉛直断面を作成した。その結果を図 9.1、図 9.2 に示す。

北緯 25~29 度の表層で水温 20°C 以上となっている。北緯 29 度より北は、亜熱帯モード水を示す水温 $16\sim 19^\circ\text{C}$ の水が海面から水深 300m にかけて広がっている。300m より下は、主水温躍層が水深 700m 付近まで発達している。北緯 34 度付近は黒潮続流を示す等温線の急激な傾斜が見られる。

図 9.3 および図 9.4 にフロート投入海域に最も近い北緯 29 度 30 分、東経 142 度 30 分の格子データの水温、塩分プロファイルを示す。海面から表層 300m 付近にかけて水温 $17\sim 19^\circ\text{C}$ 、塩分約 34.8psu の混合層が発達している。水深 300m より下は、主水温躍層が水深 800m 付近まで発達し、塩分躍層は水深 600m 付近まで発達している。塩分は水深 700m 付近で極小となり、34.2psu となっている。水深 800m より下で水温は、水深とともにゆっくり減少している。塩分は水深とともに塩分極小より下でゆっくり増加する。

4月4日のフロート B の観測結果と基本場の水温、塩分を比較すると、水温躍層付近に約 1°C の差がみられ、水深 600m より下の水温はよく一致している。塩分は躍層付近で 0.02psu の差が見られ、塩分極小層はフロート観測値の方が約 0.1psu 大きくなっている。このような差が見られるのは、WOA98 気候値が観測数の少ない過去データを平均したものであることが原因として考えられる。

4.1.2 M00RK02 観測結果

図 10.1 に XCTD 測線に沿った水温の鉛直断面図を示す。

北緯 32 度 20 分より北は等温線の急激な傾斜が見られる。これは黒潮続流を表している。北緯 25~28 度付近の海域は 20°C 以上の等温層が海面から水深 100m 付近に発達し、その北の北緯 28 度~29 度 30 分付近の海域は水温 $18\sim 19^\circ\text{C}$ の等温層が水深 150m まで発達している。さらに北緯 29 度 30 分~32 度付近の海域は、亜熱帯モード水の中核の温度である水温 $17\sim 18^\circ\text{C}$ の等温層が水深 300m 付近まで発達している。等温層の水温は高緯度ほど低温になる構造がみられる。また等温層の厚みは高緯度ほど厚くなっている。等温層の下は、主水温躍層が水深 800m まで発達し、それより下は水温は水深と共に緩やかに減少する。

図 10.2 に XCTD 測線に沿った塩分の鉛直断面図を示す。

黒潮続流を示す北緯 33~34 度付近の海域では、等塩分線の傾斜が急になっている。表層の塩分は北緯 26~28 度付近で最も高く約 34.9psu となっている。北緯 29 度 20 分より北は海面から水深 300m 付近まで塩分 34.7psu の鉛直に一様な層が広がっている。

水深 300~600m 付近は 34.2~34.7psu の塩分躍層が発達しており、その下の水深 600~800m 付近

は、塩分 34.1~34.2psu の極小層になっている。

図 10.3 に XCTD 測点ラインに沿ったポテンシャル密度の鉛直断面図を示す。

北緯 25 度~29 度 30 分の海面から表層 100m 付近の海域は、密度 $24.4\sim 24.8\text{kg/m}^3$ の一様な層になっており、その北の北緯 29 度 20 分~32 度付近の海域は、表層 250m 付近まで密度 25.2kg/m^3 の一様な層になっている。水温と同様に北に向かって混合層の厚みが大きくなっている。混合層より下は水深 800m 付近まで密度躍層になっている。

図 10.4、図 10.5 に MR00-K02 の CTD 観測値と WOA98 の 3 月月平均値の水温、塩分プロファイルを示す。WOA98 月平均値は、北緯 29 度 30 分、東経 142 度 30 分の格子データを用いた。図 10.4 より海面付近の水温は平均値と比べて約 1°C の差がみられた。また図 10.5 より塩分は、表層から塩分極小層にかけて $0.05\sim 0.1\text{psu}$ の差が見られた。

以上の結果から混合層の厚みおよび主水温躍層や塩分躍層の発達には平均値とよく対応しているが、フロート投入海域では、水温 1°C 、塩分 0.1psu の大きな差が見られた。また図 10.1、図 10.2 に見られるような等値線の上下方向の変動は、平均値に見られなかった(図 9.1、図 9.2)。

4.1.3 TOLEX/XBT 観測結果(3月)

図 11.1、図 11.2 に3月の TOLEX/XBT 観測による水温鉛直断面図を示す。

北緯 27~29 度の海面から表層 200m 付近の海域は、 $19\sim 20^\circ\text{C}$ の等温層が発達している。北緯 29 度から北緯 31 度付近の海域は、水深 300m 付近まで $17\sim 18^\circ\text{C}$ の等温層が発達している。これは MR00-K02 観測から得られた等温層の特徴とほぼ一致する(図 10.1)。等温層の下は主水温躍層が水深 800m 付近まで発達している。

図 11.3 に 3 月の TOLEX/XBT 観測の北緯 29 度 45 分、東経 141 度 11 分の測点の観測値と MR00-K02 の CTD 観測値の水温プロファイルを示す。水深 800m まで常に TOLEX/XBT 観測値の方が高くなっている。表層は約 1°C の差が見られ、亜表層でも 0.5°C 程度の差となっている。これはフロート投入海域より約 200km 西の海域(ほぼ同じ緯度)では、水温が全層にわたって高くなっていることを示している。図 11.1、図 11.2 の水温断面図に見られる等温線の傾斜からも、フロート投入海域を中心に高温になっていることがわかった。

4.1.4 まとめ

MR00-K02 観測結果より、フロートを投入した北緯 30 度 01 分、東経 143 度 19 分の海域は、水温 $17\sim 18^\circ\text{C}$ 、塩分 34.7psu 、密度 25.2kg/m^3 の鉛直一様な混合層が海面から 300m 付近まで発達していたと考えられる。これはこの付近の冬季の混合層の発達を示すものである。

MR00-K02 観測値は、WOA98 の平均値と比べて、水温 1°C 、塩分 0.1psu 程度の差が見られるところがあった他、XCTD 測線に沿った断面図から平均値には見られなかった等値線の上下方向の変動がみられた。このような等値線の傾斜は、TOLEX/XBT の水温断面図にもみられた。これは後述する渦の挙動を示している。

また投入海域で観測された MR00-K02 観測結果の水温とこの海域より約 200km 西で観測された

TOLEX/XBT の水温を比較したところ、TOLEX/XBT 観測の水温の方が約 1℃高くなっていることがわかった。また MR00-K02 の XCTD 測線に沿う鉛直断面図からも、この付近の海域で周りの水より高温となる等温線の構造がみられた。後述するが、これはフロート投入付近の海域で高気圧性渦が発達していたことを示唆する。

4.2 フロートが捉えた 4 月から 7 月の海洋構造

4.2.1 フロート観測値の結果

フロート A とフロート B の観測値から水温と塩分およびポテンシャル密度について時間-深度断面をそれぞれ作成した。図 12.1、図 12.2 にフロート A とフロート B の水温についての時間-深度断面、図 12.3、図 12.4 に塩分の時間-深度断面、図 12.5、図 12.6 にポテンシャル密度の時間-深度断面図を作成する。この研究では、4 月～7 月までの観測データのみを用いるため、8 月以降は考察しない。

図 12.1、図 12.2 より 4 月 18 日から 5 月 16 日にかけての海面から 100m 付近は 19℃の等温層になっている。5 月 16 日から表層付近の水温が上昇し始め、6 月から 7 月にかけて海面から 50m 付近に季節躍層が発達している。表層 100～400m 付近は、亜熱帯モード水を表す水温 16～19℃の等温線が分布している。この等温層は、とくに 4 月から 5 月にかけて厚みが大きく、6 月以降は厚みが小さくなっている。水深 400m より下は、水深 800m 付近まで主水温躍層が発達している。水深 1000m よりも下は水深とともに水温がゆっくり減少している。

図 12.3、図 12.4 に塩分の時間-深度断面を示す。海面から水深 300m 付近は、塩分 34.7psu の鉛直方向に一樣な層が広がっている。水深 300m よりも下は塩分躍層がみられ、水深 700～800m 付近で 34.1～34.2psu の塩分極小層となる。この塩分極小層より下は、再び水深と共に塩分がゆっくり増加する。

図 12.5、図 12.6 にポテンシャル密度の時間-深度断面を示す。4 月から 5 月にかけての海面から水深 100m 付近は、密度 24.8kg/m^3 の一樣な層になっている。5 月 16 日以降、海面水温上昇にともなって表層の密度は小さくなり、6 月から 7 月にかけての海面から水深 100m 付近に季節密度躍層が発達している。水深 100 より下は $25.0\sim 25.4\text{kg/m}^3$ の密度成層がみられ、とくに 4 月から 5 月にかけて厚みが大きくなっている。300m より下は密度躍層が水深 800m 付近まで発達している。水深 1000m より下の水深にともなう密度変化は小さい。

4.2.2 WOA98 平均場との比較

ここでは、2 本のフロートが観測した水温、塩分の鉛直構造を比較するため、フロートの漂流路とフロートが観測した月(4～7 月)に合わせた WOA98 月平均気候値の格子データから水温と塩分の時間-深度断面を作成した。またフロート観測の最深層にあわせて、1500m までデータを使用した。

図 13.1、図 13.2 にフロート A とフロート B の観測点に合わせたそれぞれの水温の時間-深度断面を示す。表層付近は 4 月に水深 400m 付近まで水温 16～19℃の等温層になっており、5 月は 16～20℃の等温層になっている。6 月以降表層の水温が上昇し始め、7 月に海面から 100m にかけて季節水温躍層が発達している。100m より下は 16-19℃の等温層になっている。400m より下は主水温躍層がみられる。

図 13.3、図 13.4 にフロート A とフロート B の観測点に合わせたそれぞれの塩分の時間-深度断面を示す。4 月～5 月にかけて 34.7～34.8psu の塩分一様な層が水深 350m 付近まで広がっている。6 月以降海面から表層 50m 付近の塩分は、時間と共に減少する傾向がみられる。水深 400～700m にかけては塩分躍層が発達し、700～900m 付近は 34.2psu の塩分極小層が見られる。

これらの結果とフロートの結果を比較すると、等温層の厚みは 4 月～5 月にかけて大きく、それ以降時間と共に小さくなる傾向は両者ともよく一致している。4 月～5 月にみられる等温層の厚みは両者とも同じくらいであったが、5 月以降の等温層の厚みは、平均場の方が約 50m 大きくなっている。

またフロート観測結果の主水温躍層および塩分躍層付近の等温線および等塩分線には、上下に変化する傾向が見られたが平均場には見られなかった。後述するが、フロートは渦に捉えられて移動していたと考えられる。したがって、このような等値線の鉛直方向の変化はフロートがどのような渦に捕らわれていたか、あるいは渦のどの場所にいたかによって、その水温、塩分の鉛直プロファイルが異なるために生じたと考えられる。

4.2.3 天洋 CTD 観測値および TOLEX/XBT 観測値との比較

図 14.1、図 14.2 に TOLEX/XBT 観測ラインに沿った 5 月の水温鉛直断面図を示す。北緯 33 度 40 分より北にみられる等温線の急激な傾斜は、黒潮続流を示している。

亜熱帯モード水を示す 16～19℃ の等温層は、北緯 28 度付近で最も厚みが大きく、北に向かって小さくなる。また北緯 31 度付近にも水深 50～400m に及ぶ厚みの大きい等温層が再びみられた。等温層の下は主水温躍層が水深 800m 付近まで発達している。

次に 5 月のフロート観測と 5 月の TOLEX/XBT 観測の水温の鉛直構造を比較する。TOLEX/XBT 観測点はフロート観測点の 150km 西に位置しているため、ここではこれらの観測値を用いて東西方向の水温変化を見ることにする。図 14.3、図 14.4 に、5 月 16 日のフロート A、フロート B の観測値と、同日北緯 30 度 51 分、東経 140 度 58 分付近で行われた XBT 観測値の水温プロファイルを示す。2 本のフロートともに表層付近で、フロート観測値の方が約 1℃ 低くなっており、水深 300m 付近で一致している。そして 300m より下は TOLEX/XBT 観測値の方が約 1℃ 低くなっている。このような構造は、TOLEX/XBT 観測ラインに沿った水温鉛直断面図の北緯 27～29 度付近にも見られた(図 14.1)。後に述べるが 5 月のフロートの位置は、低気圧性渦の縁に位置しており、その北側と西側には高気圧性渦が発達していた。ゆえにこのような水温差が生じたと考えられる。

図 15.1、図 15.2 に TOLEX/XBT 観測ラインに沿った 7 月の水温鉛直断面図を示す。北緯 31 度 30 分より北は、等温線が急激に上昇している。これは黒潮続流の流れを示している。

海面から水深 100m 付近は季節水温躍層が発達している。北緯 27 度 30 分付近の等温層は厚みが大きく水深 400m 付近に及んでいる。等温層は北に向かって厚みが小さくなり、北緯 29～30 度付近の等温層の厚みは北緯 27 度 30 分の等温層に比べて約 100m 小さい。北緯 30 度より北は再び等温層の厚みが大きくなっている。フロート B の 7 月 11 日の水温と最も近い TOLEX/XBT の測点の水温を比べると、TOLEX/XBT 観測値の方が常に 1～2℃ 低い値になっている(図 15.3)。

図 16.1～図 16.6 に 7 月に行われた天洋 CTD 観測の水温、塩分、ポテンシャル密度の鉛直断面図を示す。海面から水深 100m にかけて季節水温躍層が発達しており、その下は 300m 付近まで水温 16～19℃、

塩分 34.7psu、密度 $25.0\sim 25.4\text{kg/m}^3$ の混合層となっている。水深 300m より下は、主水温躍層および塩分躍層が水深 700m 付近まで発達している。水温は水深 700m 以降緩やかに減少する。塩分は水深 700m \sim 800m 付近で 34.2psu の極小層となっている。水深 800m より下は、塩分は水深とともに増加する。

図 16.7、図 16.8 より、7 月 11 日のフロート A の観測値とほぼ同じ海域で観測された天洋 CTD 観測値は、水温と塩分ともに鉛直構造がよく一致している。またフロート B についても 3.3 節で述べたように水温、塩分ともによく一致した。

4.2.4 まとめ

2 本のフロートはともに、4 月 18 日 \sim 5 月 16 日の海面から水深 400m にかけて、亜熱帯モード水を示す $16\sim 19^\circ\text{C}$ 、塩分 34.7psu、密度 $25.0\sim 25.4\text{kg/m}^3$ の混合層が発達している。混合層の厚みはこの時期最も厚くなっている。6 月 \sim 7 月にかけて表層では、季節水温躍層が発達し、その下の $16\sim 19^\circ\text{C}$ の等温層は厚みが小さくなっている。混合層の下では主水温躍層および塩分躍層が水深 700m 付近まで発達している。

またフロート観測値と WOA98 の平均場と比較したところ、平均場にはみられない等温線、等密度線の上下方向の変動がみられた。これは後述する渦の移動や発生にともなって生じたものと考えられる。

4.3 フロートが捉えた水塊構造

4.3.1 フロート観測値から得られる水塊構造

図 17 に 4 \sim 7 月までのフロート全観測値の TS 図を示す。

密度 26.0kg/m^3 以上で塩分が 34.2psu より大きくなる水型は、黒潮水を示している。(Hanawa and Mitudera(1987))⁽¹⁾フロート観測値にも同じ水温・塩分構造が得られた。

図 12.1、図 12.2 より水深 100 \sim 400m にかけて見られる水温 $16\sim 19^\circ\text{C}$ の厚みの大きい等温線は、亜熱帯モード水の存在を示している。またこの付近の塩分は、34.8psu の鉛直一様な極大層となっている。この水温と塩分を示す水塊は密度 $25.0\sim 25.4\text{kg/m}^3$ で、これらの値から求めた渦位は $2.0\text{m}^2/\text{s}^2$ 以下の極小を示した。これは Suga(1995)⁽²⁾が示した亜熱帯モード水の渦位極小と一致する。

亜熱帯モード水の下は水深 400m 付近より下は、北太平洋中央水と呼ばれる水塊が存在する。この水塊は、TS 図上で、直線的に分布することが特徴である。フロート観測値より密度 $25.6\sim 26.4\text{kg/m}^3$ 、水温 $10\sim 16^\circ\text{C}$ 、塩分 34.3 \sim 34.7psu の直線的な TS 関係が得られ中央水の存在を確認できた。

北太平洋中央水の下は塩分極小水として特徴づけられる北太平洋中層水が存在する。この水塊は、密度 $26.8\sim 26.9\text{kg/m}^3$ 付近で塩分極小となる(Reid1965)⁽³⁾。フロート観測値は密度 $26.8\sim 27.0\text{kg/m}^3$ 付近で 34.1 \sim 34.2psu の塩分極小を示した。以上からフロートは、北太平洋亜熱帯循環系北西部に位置する特徴的な水塊を捉えていたと考えられる(付録 7)。

4.3.2 WOA98 月平均場との比較

図 18 にフロート A の観測した月と位置に合わせた WOA98 の月平均気候値の TS 分布を示す。

亜熱帯モード水を示す水塊は、密度 $25.0\sim 25.4\text{kg/m}^3$ 、水温 $16\sim 19^\circ\text{C}$ 、塩分 34.8psu の極大層となっている。その下の北太平洋中央水を示す水塊は、密度 $25.6\sim 26.4\text{kg/m}^3$ 、水温 $10\sim 16^\circ\text{C}$ 、塩分 $34.3\sim 34.7\text{psu}$ となっている。北太平洋中層水をしめす塩分極小は密度 $26.8\sim 27.0\text{kg/m}^3$ 付近で 34.1psu となっている。

フロート観測結果より、亜熱帯モード水および北太平洋中央水、深層水を示す直線的な TS 曲線は、平均場とよく一致している。塩分極小付近は、フロート観測値の方がばらつきが大きい。

4.3.3 天洋 CTD 観測値から捉えられた水塊構造

図 19 に天洋 CTD 全観測値の TS 図を示す。密度 $25.0\sim 25.4\text{kg/m}^3$ 、水温 $16\sim 19^\circ\text{C}$ 、塩分 $34.7\sim 34.8\text{psu}$ を示す水塊は亜熱帯モード水を示している。その下には密度 $25.6\sim 26.64\text{kg/m}^3$ 、水温 $10\sim 15^\circ\text{C}$ 、塩分 $34.3\sim 34.7\text{psu}$ の北太平洋中央水が存在する。北太平洋中層水を示す塩分極小水は、密度 26.8kg/m^3 、塩分 $34.1\sim 34.2\text{psu}$ 、水温 $6\sim 7^\circ\text{C}$ となっている。

この観測で捉えられた水塊とフロートが捉えた水塊は、表層付近と塩分極小層付近を除いてよく一致している。

4.4 水塊の時間変動(等密度面解析)

図 20.1～図 20.4 に 2 本のフロート観測の水温と塩分の時間-ポテンシャル密度断面図を示す。

亜熱帯モード水を示す密度 $25.0\sim 25.4\text{kg/m}^3$ 付近および太平洋中央水を示す密度 $25.6\sim 26.4\text{kg/m}^3$ 付近は、水温、塩分ともに等値線が時間軸にほぼ平行に分布している。これはこの水塊が時間的に変化していないことを示す。

フロート A について、6 月 13 日に密度 26.3kg/m^3 付近に水温、塩分の逆転が見られた。また 6 月 13 日の塩分極小層付近は、塩分 34.1psu の極小水が存在する。

フロート B について、6 月 13 日に塩分極小層を示す密度 26.8kg/m^3 付近で水温の逆転が見られた。またこの付近は 34.1psu の塩分極小水が存在する。4 月 18 日から 5 月 16 日の塩分にも 34.1psu の極小水が見られた。

後から述べる TOPEX/POSEIDON 海面高度データによれば、6 月 13 日にフロートは 2 本とも、低気圧性渦の東の縁に位置していた。このため、これらの観測結果に見られる水温の逆転および塩分極小の変化は、渦の縁で異なる水塊どうしが混ざりあっていた事を示唆する。

4.5 まとめ

2 本のフロートが捉えた水塊は、従来の亜熱帯モード水および北太平洋中央水、北太平洋中層水の特徴とほぼ一致した。また等密度面解析の結果、捉えられた水塊はほとんど時間変化していないことがわかった。

第5章 フロートが捉えた渦の挙動

5.1 WOA98 年平均場との比較

図 21 に WOA98 の年平均気候値から計算した 2000db 基準の海面地衡流速ベクトル図を示す。

北緯 32 度より北は黒潮続流が流れており、東向きに流速は $0.1 \sim 0.2 \text{ m/s}$ となっている。黒潮続流の南には黒潮再循環流と呼ばれる西また南西の流れがみられる。流速は約 0.02 m/s となっている。フロートが漂流した海域は、この黒潮再循環内に位置する。

5.2 TOPEX/POSEIDON 海面高度場とフロート投入位置

図 22.1～図 22.4 にフロートの漂流路と海面高度場の図を示す。

3月に北緯 27 度 30 分～北緯 30 度 30 分、東経 141 度～東経 147 度にかけて高気圧性渦(H_A)が発達しており、この渦のすぐ北は、北緯 30 度、東経 144 度 30 分を中心として直径約 100km の低気圧性渦(L_A)が存在する。 L_A は、黒潮続流を示す低気圧性渦が一部分離して西に移動したものと考えられる。(図 22.1) フロートは投入直後 H_A の北の縁に位置していたとみられる。

4 月上旬の海面高度場は、3 月下旬の海面高度場とほぼ変わらない分布になっている。フロート B は、4 月 4 日に投入場所とほとんど変わらない所に位置しており、この結果と矛盾しない。

4 月中旬から下旬にかけて、北緯 30 度より北の黒潮続流を表す低気圧性渦が活発に変化し、この影響で H_A は次第に弱まって南へ移動している。4 月 18 日は 2 本のフロートとも、南へ移動する前の H_A に乗っていたと考えられる。(図 22.2)

この高気圧性渦の南方向への移動にともなって、北緯 29 度 20 分、東経 143 度 30 分を中心として直径約 200km の低気圧性渦 L_B が発達している。 L_B は黒潮続流を示す低気圧性渦の一部が南西に移動してきたものと考えられる。

4 月中旬に高気圧性渦 H_A に乗っていたとみられる 2 本のフロートは、5 月下旬に低気圧性渦 L_B の北西の縁に乗り移ったとみられる。フロートは 5 月上旬から下旬にかけて南南西に進んでおり、 L_B の低気圧性の流れと矛盾していない。(図 22.3)

一方 L_B の西側では北緯 29～31 度、東経 137 度付近に位置していた高気圧性渦が発達と衰退を繰り返しながら徐々に東に移動し、5 月上旬にその一部とみられる高気圧性渦(H_B)が北緯 29 度 20 分、東経 140 度を中心に発達している(図 22.2)。渦の直径は約 200km である。5 月にかけて、 H_B と L_B は北緯 142 度線を中心に発達し、6 月上旬には両方とも直径約 300km の渦に発達している。(図 22.3)

その後 6 月中旬～7 月にかけて H_B は南へ移動し、 L_B はほとんど形を変えずに 5 月の位置とほぼ同じ場所に位置している。6 月にフロートは 2 本とも、 L_B の東の縁に位置し、その漂流路は等値線にほぼ平行になっている。

7 月上旬以降、北緯 28 度、東経 145 度付近を中心に高気圧性渦(H_C)が発達し始め、この影響で L_B は弱まりながら西へ移動している。そして 7 月下旬に H_C は、北緯 16～32 度、東経 142～145 度におよぶ南北に長い高気圧性渦に発達している。(図 22.4)

7 月 11 日に 2 本のフロートは、 L_B の中心付近に位置し、7 月下旬から 8 月上旬にかけて H_C の東の縁に

乗り移ったと考えられる。8月8日のフロートBの漂流路からこれと矛盾しない結果が得られた。

図 22.5 に北緯 29～30 度の海面高度を時間毎にプロットした時間-経度断面図を示す。フロート B は 4 月上旬に高気圧性渦の北西の縁に位置しており、4 月下旬から低気圧性渦に乗り移ったと考えられる。その後 5 月～7 月中旬までこの低気圧性渦に乗り、7 月下旬には再び別の高気圧性渦に乗り移ったと考えられる。フロート A にも同じ様な結果がみられた。

5.3 TOPEX/POSEIDON 海面高度場と断面観測との比較

5.2.1 MR00-K02 観測結果との比較

MR00-K02 観測値から見積もった海面流速ベクトルと海面高度場の図を示す。(図 23.1)

北緯 34 度付近に見られる強い東向きの流れは、黒潮続流を示している。その南の北緯 33 度付近は、約 0.3m/s の西向きの流れ(return flow)が存在する。海面高度場よりフロート投入付近の海域は、北緯 29 度 20 分を中心に直径 200km 程度の高気圧性渦が発達している。この付近の地衡流速ベクトルは、一部に海面高度分布に合わない流れの構造も示されたが、全体としては矛盾していない。また測線に沿った地衡流断面図(図 23.2)から、このような高気圧性渦を示す流れの構造が見られ、その構造は水深 600m 付近に及んでいることがわかる。

また 3 月の TOLEX/XBT 測線および MR00-K02 測線に沿った水温断面図にみられる上下に変動する等温線の構造から、北緯 30 度付近を中心に水温が高くなっていることが示された。このような構造を示す等温線の傾斜は、水深 800m 付近まで及んでいる。したがって、TOPEX/POSEIDON 海面高度場にみられる北緯 30 度付近の高気圧性渦は、MR00-K02 で行われた XCTD 断面観測の結果とよく対応していることがわかった。

5.2.2 TOLEX/XBT 観測値と天洋 CTD 観測値の結果との比較

3 月の TOLEX/XBT 測線は、北緯 29 度、東経 141～145 度にかけて発達した高気圧性渦の東の縁に位置する(図 24.1)。この付近の海域は、海面高度の等値線の分布から、南北方向の流れが強くなっていると考えられる。この付近の地衡流は測線に直交する成分が小さくっており、この結果と矛盾しない。5 月の TOLEX/XBT 測線は、北緯 29 度 20 分を中心とする高気圧性渦と低気圧性渦の間に位置する(図 24.2)。この付近も南北方向の流れが強い海域であり、この付近の地衡流が非常に小さいことはこの結果と矛盾しない。

7 月の TOLEX/XBT 測線は、北緯 29 度を中心に発達していた低気圧性渦を横切っている(図 24.3)。この付近の地衡流は、渦の中心付近で流れがほとんどなく、中心から北側は西向きに 0.5m/s、南側は 0.2～0.3m/s の東向きの流れとなっており、低気圧性の循環がよく表されている。このような流れの構造は水深 800m まで及んでいる(図 24.4)。また 7 月にこの低気圧性渦の中心付近で行われた天洋 CTD 観測値から見積もった地衡流は、最大約 1.4m/s の強い北東の流れを示した。

5.2.3 まとめ

TOPEX/POSEIDON の海面高度分布から、フロートは投入当初北緯 29 度 20 分付近を中心とする直径 200km 程度の高気圧性渦に捉えられていたと考えられる。MR00-K02 測線および TOLEX/XBT 測線に沿った水温の断面観測からもこの結果と矛盾しない等温線の傾斜の構造が得られた。また MR00-K02 観測の塩分の断面図にも、渦を示す等塩分線の傾斜がみられた。

5 月～7 月にかけての海面高度分布からは、フロートが北緯 29 度 20 分を中心とする直径 200km の低気圧性渦に捉えられている様子が見られた。5 月と 7 月の TOLEX/XBT 測線に沿う水温断面図からも低気圧性渦を示す等温線の傾斜の構造が見られた。特に 7 月の水温断面図には、北緯 29 度付近を中心に直径 200～300km のはっきりとした低気圧性渦を示す等温線の傾斜が水深 800m 付近までみられた。

これらの断面観測で見積もった地衡流速も、渦の構造とほぼ対応している。

第6章 黒潮続流南方にみられる渦の挙動

6.1 フロート観測値と海面高度場から得られる渦の構造

6.1.1 渦の挙動

TOPEX/POSEIDON の観測から、フロートは投入された当初北緯 29 度、東経 143 度付近を中心とする高気圧性渦の北の縁に位置していたとみられる(図 22.1)。みらいの XCTD 観測結果からもその様子がみとれる。その後 4 月下旬から 5 月にかけて、この高気圧性渦の北東に位置していた強い低気圧性渦が西に向かって移動し、6 月には北緯 29 度 20 分、東経 142 度付近を中心に発達した(図 22.3)。フロートはこの低気圧性渦に 5 月の下旬頃乗り移ったと考えられる。7 月の TOLEX/XBT 観測より得られた水温構造、および天洋の CTD 観測結果と T/P データに見られる低気圧性渦の存在は矛盾しない。

次にフロート A はフロート B の常に数十 km 内側を漂流したことから、フロート B とフロート A の同じ観測時期の水温と塩分の差を調べた(図 25.1、図 25.2)。その結果、4 月 18 日ははっきりとした差は水温、塩分ともに見られなかったが、5 月 16 以降フロート A の方が常に低温、低塩になっていることがわかった。またその差は時間と共に大きくなっている。2 本のフロート移動速度を計算したところ、海面での移動速度は、フロート A が平均 0.42m/s、フロート B は平均 0.3m/s であり、フロート A の方が約 0.1m/s 速く、海中での移動速度は、フロート A が平均 0.05m/s、フロート B は平均 0.03m/s であり、フロート A の方が約 0.02m/s 速くなる構造が得られた。2 本のフロートが低気圧性渦に乗っていたとすれば、これらの結果は矛盾しない(図 26.1、図 26.2)。

6.1.2 渦構造の推定

前節より、2 本のフロートが 5 月～7 月末まで低気圧性渦に乗っていたと仮定して、T/P の観測結果とフロート観測値から渦の構造を推定することにする。

ここではこの期間渦の構造に時間変化はなく、中心対称の構造であると仮定し合成図解析を行う。

この研究で行う合成図解析とは、横軸に T/P から求められた渦の中心とフロートとの距離をとり、各フロートの観測値を与えて等値線を描き、渦の断面構造を推定するものである。

フロート観測値は、渦が中心対称の構造であるという条件を考慮し、渦の縁に位置していたと考えられる 6 月 13 日の観測値と渦の中心付近に位置していたと考えられる 7 月 11 日の観測値の計 4 点を用いることにする(図 27.1)。またこれら計 4 点のフロート観測値は、水温、塩分の鉛直構造が比較的似ていることから、時間的に変化せず中心対称であるという渦の仮定をほぼ満たしていると考えられる。

6.1.3 渦の水温・塩分鉛直分布

図 27.2、図 27.3 に解析によって求められた水温と塩分の鉛直構造を示す。

海面から水深 100m 付近にかけて季節水温躍層および塩分が鉛直に一樣な層の発達で、渦の構造はみられなかったが、水深 100m より下では、渦の中心にむかって低温、低塩になる構造が得られた。このよ

うな水温および塩分構造は水深 1500m まで及んでいる。

図 27.6、図 27.7 にフロートの観測点計 4 点の水温と塩分について、渦の中心から水温勾配、塩分傾度を計算し水深毎に平均した結果を示す。

水温勾配は水深 100～500m 付近で大きく、最大で約 $-0.28^{\circ}\text{C}/10\text{km}$ である。水深 500m より下は水深と共に小さくなり、1000m より下では $-0.01\sim-0.02^{\circ}\text{C}/10\text{km}$ となっている。

塩分傾度は、水深 50～300m 付近で約 $-0.01\text{psu}/10\text{km}$ 、水深 300～500m 付近は約 $-0.02\text{psu}/10\text{km}$ となっている。水深 500m より下は、水深と共に勾配は減少し、水深 700m 付近の勾配はほとんどない。水深 700m より下の塩分傾度は 0 より大きくなっている。

6.1.4 渦の流れの構造

図 27.5 に 6.1.3 章の水温・塩分の鉛直分布より計算した地衡流速断面を示す。

図より渦の中心に向かって地衡流速が大きくなる構造を捉えることができた。渦の中心付近の流速は、海面付近で最大約 1.5m/s となっており、渦の中心から 120km 付近は約 0.9m/s となっている。また流れの向きは、図 27.5 の紙面に垂直で表側から裏側に向かい、低気圧性となっている。このような渦の構造は、観測した層全体(1500m)に及んでいる。

Ebuchi and Hanawa(1999)⁽⁴⁾によると、彼らの解析したこの海域の渦の典型例では、渦の中心は流れが小さく、渦の中心から約 60km 付近で最大 $1.5\sim2.0\text{m/s}$ の流れが見られる。合成図解析の精度などを考えると、最大 1.5m/s という値は妥当である。

6.2 天洋 CTD 観測値から得られる渦の構造

6.2.1 天洋 CTD 観測値からの渦構造の推定

6.1 節で述べた TOPEX/POSEIDON 海面高度分布およびフロート観測結果から見積もった渦の構造の検証のため、天洋 CTD 観測値を用いて同様の解析を行う。

天洋 CTD 観測値の東経 142 度線に沿う水温、塩分南北断面図(図 15.1、15.2)からは、水温、塩分ともに北に向かって低温、低塩になる傾向がみられた。そこで渦の中心を最も北の測点である北緯 29 度 19 分、東経 142 度 00 分と仮定し、合成図解析を行った。

解析方法は、6.1.2 章に示した方法と同じ方法を用いた。ここでは、渦は同心円状であると見なすという条件から、北緯 29 度線に沿う測点と渦の中心との距離(図 28.1)をとり、その水温、塩分の構造を東経 142 度線に沿うそれぞれの鉛直断面図に合成させた。

6.2.2 渦の水温・塩分鉛直分布

図 28.2、図 28.3 に水温と塩分の鉛直断面図を示す。

合成させた等温線および等塩分線は階段状に分布しており、これは水温、塩分分布が東西に非対称であるために生じたと考えられる。しかしこれらの等値線が示した渦の中心から離れると低温、低塩になるとい

う傾向は、東経 142 度に沿う断面と同じである。合成させた部分を平均して求めた東西の等値線は、東経 142 度線に沿う南北断面図とよく一致する。またこのような構造は水深 1500m 付近に及んでいる。

図 28.5、図 28.6 に東経 142 度の CTD 測点ラインに沿って、水温勾配と塩分傾度を求め、水深毎に平均した結果を示す。

水温勾配は水深 100m より下は水深と共に大きくなり、水深 500m 付近で最大 $-0.05^{\circ}\text{C}/10\text{km}$ となっている。水深 500m より下は、水深と共に水温勾配は小さくなり水深 1300m より下はほとんど勾配はない。

塩分傾度は水深 100m より下に行くにつれて大きくなり、水深 450～500m 付近は最大 $-0.04\text{psu}/10\text{km}$ となっている。水深 500～800m 付近の勾配は水深と共に小さくなっている。水深 800m より下は、塩分傾度は 0 より大きく、渦の中心から遠ざかるにつれて塩分が増加する傾向がみられた。

以上の結果から、合成させた水温、塩分の等値線は、渦が同心円状ではないため細かい変動がみられたが、定性的には低気圧性渦の構造を捉えたといえる。フロート観測値から推定した渦の構造を比較すると、水温勾配、塩分傾度の値には違いがみられるが、水深 400m 付近で勾配が最大になり、水深とともに徐々に小さくなる傾向は、よく似ている。

第7章 まとめと考察

2 本のプロットが捉えた水温、塩分の鉛直構造は、表層の季節変化および躍層の発達などこの付近の海域の特徴をよく表している。また捉えられた水塊は、水温 $16-19^{\circ}\text{C}$ 、塩分 34.7psu 、密度 $24.8-25.2\text{kg/m}^3$ を示す亜熱帯モード水、直線的な TS 関係を示す北太平洋中央水、密度 $26.8-27.0\text{kg/m}^3$ で塩分極小 34.1psu を示す北太平洋中層水であり、これらの水塊の特徴は、従来の特徴とほぼ一致している。

2 本のプロット観測による水温鉛直断面図より、4 月上旬から 5 月にかけて亜熱帯モード水を示す $16-19^{\circ}\text{C}$ の等温層は他の時期に比べて厚みが最も大きく、 19°C の等温線は海面まで到達している。これは黒潮続流の南で強い鉛直混合によって形成される亜熱帯モード水の特徴を表している。この水塊の時間変化を等密度面解析によって調べたところ、4 月から 7 月までほとんど変化が見られなかった。これは 4 月に捉えられた亜熱帯モード水が混合することなく形成域から南西の海域に運ばれていたことを示唆する。

1993 年春季に行われた白鳳丸 KH-93-2 次航海による CTD 観測(東経 145 度線に沿う北緯 $20-30$ 度の海域)および係留系観測(北緯 30 度、東経 142 度の海域)から、高気圧性渦に捕捉された亜熱帯モード水が渦の西方伝搬にともなって移動していたことが示された⁽⁶⁾。

次にプロットが捉えた渦の構造を推定するために、T/P 海面高度場の結果とプロット観測値を用いて、各測点と渦の中心との距離関係を調べ合成図解析を行った。その結果渦の水平スケールは $280-360\text{km}$ で、 100m より下層で渦の中心に向かって低温・低塩となる構造が確認できた。水温勾配、塩分勾配は表層 $100\text{m}-800\text{m}$ 付近で大きく、それぞれ $-0.2\sim-0.25^{\circ}\text{C}/10\text{km}$ 、 $-0.01\sim-0.02\text{psu}/10\text{km}$ である。また地衡流速は表層の中心付近で最大 1.5m/s となる。このような構造は 1500m の層全体に及んでいる。

この低気圧性渦の構造を検証するために、天洋の CTD 観測値を用いて渦の中心を仮定し、同じ方法で渦の推定を行った。その結果 100m より下層では、仮定した渦の中心に向かって、低温、低塩となる構造が示された。またこのような構造は水深 1500m 付近に及んでおり、フロートの観測結果と矛盾しない結果が得られた。また天洋 CTD 観測から得られた海面地衡流速は、約 1.5m/s であり、T/P 観測結果とフロート観測値から見積もった渦の中心の地衡流速とほぼ一致している。

Ebuchi and Hanawa(1999)⁽⁴⁾は、TOPEX/POSEIDON 海面高度計データと東京-小笠原間で行われている TOLEX/XBT 水温観測および ADCP 観測の過去のデータを用いて合成図解析を行った。その結果日本南方の海域では、低気圧性渦、高気圧性渦が両者ともに同じくらいの割合で発生しており、これらの渦は時間スケールが滞在時間約 80 日、水平スケールが直径数百 km 、鉛直スケールが水深 800m 以上となる構造を持つことが示された。また ADCP の海面流速データの結果から、これらの渦の海面流速は、渦の中心から約 60km の海域で最大 $1.5-2.0\text{m/s}$ となっている。このような構造は、この研究で推定した渦の特徴とよく対応している。

また Cheney(1977)は、1976 年 10 月に日本南東から東経 158 度にかけて行われた airborne radiation profile および XBT、STD の水温観測値から、この付近に発生する渦の構造について調べた。その結果この海域で黒潮から引き離された低気圧性渦が多数発生している事がわかった。これらの渦の水平スケールは直径 240km 、時間スケールは 4 ヶ月～1 年である。このような低気圧性の構造は水深 3000m 以上に及ぶことがわかった。

以上の結果からこの研究で推定した渦の構造は、日本南方沖の黒潮続流より南の海域に発生する中規模渦の構造と近い構造を示したといえる。

謝辞

この研究では、地球観測フロンティア研究システムより中層フロートのデータ、比較用データとして海洋科学技術センターの高槻靖さんよりみらいの観測データ、東北大学の須賀利雄助教授より Tblex/XBT データ、海上保安庁水路部より測量船「天洋」による CTD 観測データを提供していただきました。またこれらの観測データを補間する Akima 法のプログラムを東北大学の木津昭一博士に提供していただきました。感謝致します。

またご指導いただきました岩坂直人助教授ならびに桑島進教授、東北大学須賀利雄教授に深く感謝致します。

特に岩坂直人助教授には、研究の方針や解釈などの議論に貴重な時間を費やしていただきました。また東北大学須賀利雄助教授には、水塊分析についての力学的な計算の手法についてのたくさんのアドバイスをいただきました。最後まで研究を進めることができたのは、これらの指導のおかげであります。心からお礼申し上げます。

付録1. 水塊分析に重要な変量

1. 現場水温

海水の測定された場所における水温を現場水温という。単位は℃で表す。

2. ポテンシャル水温 (Potential temperature)

ある深さにある海水の水塊をある基準の深さ(1 気圧)まで断熱的に上昇(または下降)させたときに示す水温をポテンシャル水温という。単位は℃で表す。現場水温は、水塊の上下移動に対して保存されない。しかし水圧変化に対する温度変化が小さいので、上層水を扱う際は断熱変化は無視して良い。しかし水温変化の小さい深層では、水塊の上下変位にともなう断熱変化の効果を無視することはできない。このため水塊の比較などの際には厳密に保存量として扱えるポテンシャル水温が用いられる。⁽¹⁰⁾

3. 塩分

海水1kg 中に含まれている固形物質の全量をグラムで表したものを塩分という。ただし全ての炭酸塩は酸化物にかえ、臭素、ヨウ素はすべて塩素に置き換え、有機物は完全に酸化するものとする。しかしこの測定は容易でないので、海水のイオン組成が場所によらず一定であることを利用して、通常は塩素量あるいは海水の電気伝導度を測定して換算する。塩分の単位は千分率(パーミル‰)であるが、電気伝導度から求めた場合には実用塩分単位(psu)を用いる。⁽¹⁰⁾

4. 現場密度

海水の現場密度 $\rho(s, t, p)$ は、現場水温 $t(^{\circ}\text{C})$ 、塩分 $s(\text{psu})$ 、圧力 $p(\text{bar})$ の関数で表される。密度分布は、海水の運動および混合を調べるにあたり、海況分析上きわめて重要な要素である。しかし実際に密度は $1002 \sim 1003 \text{ kg/m}^3$ 程度しか変化しないため、海洋学では密度そのもののかわりに、これらから 1000 kg/m^3 を引いた値を用いる。これを σ_t と表す。単位は kg/m^3 である。⁽¹⁰⁾

$$\sigma_t = \rho(s, t, p) - 1000$$

現場密度 $\rho(s, t, p)$ の計算は、国際的な委員会で定められており、Unesco1983 (Fofonoff and R.C. Millard Jr.)⁽⁸⁾ の多項式によって求められている。

5. ポテンシャル密度 (Potential density)

ポテンシャル水温と海水の持つ塩分から求められた密度をポテンシャル密度という。海水は上下移動に際して膨張・収縮するから成層の安定度などを考えるときは、ポテンシャル密度を用いることが多い。

表層水塊の解析には通常、このポテンシャル密度を用いる。より深層の水塊の解析には基準面を 1000db、3000db など、その水塊の分布深度を代表する圧力面にとって、その基準面まで断熱的に上昇(または下

降)させたときの密度を用い、これを σ_1 、 σ_s などと表す。⁽¹⁵⁾

6. ステリックアノマリー (steric anomaly)

比容(α)は密度(ρ)の逆数で、単位質量当たりの体積として表される。単位は m^3/kg である。海洋学において、密度および比容は値そのものを使う必要はない。水温、塩分、密度の最大変動幅は、7%程度であると言われている。(Fofonoff, 1985)⁽⁶⁾ゆえに密度差や比容の差が重要になる。

ゆえにこの密度差や比容差の代わりにステリックアノマリーを用いる。ステリックアノマリーは、現場の比容と塩分 35psu、水温 0°C、同じ圧力における比容の差で

$$\sigma = \alpha(s, t, p) - \alpha(35, 0, p)$$

と表される。

7. ポテンシャル渦度 (potential vorticity)

ポテンシャル渦度は、水塊のトレーサーとしてよく用いられる力学的保存量である。力学・熱力学的な強制と混合がなければポテンシャル渦度は保存する。⁽¹⁵⁾

ポテンシャル渦度の一般的な定義は

$$\Pi \equiv \left(\frac{\vec{\omega} + 2\vec{\Omega}}{\rho} \right) \cdot \vec{\nabla} \lambda$$

λ : スカラー量・保存量

$\vec{\omega}$: 相対渦度

$\vec{\Omega}$: 自転角速度ベクトル

ρ : 密度

ここで相対渦度と自転角速度ベクトルの水平成分は、鉛直成分より小さいので通常無視できる。よって

$$\Pi = \frac{1}{\rho} (\omega_z + f) \frac{\partial \lambda}{\partial z}$$

f : コリオリパラメータ

ω_z : 相対渦度の z 成分

$$\omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

例えば、保存量 λ としてポテンシャル密度 σ_θ をとると

$$\Pi = \frac{1}{\rho} (\omega_z + f) \frac{\partial \sigma_\theta}{\partial z}$$

一般に $\omega_z \ll f$ より

$$q = \frac{f}{\rho} \frac{\partial \sigma_\theta}{\partial z}$$

が水塊追跡によく用いられる。特にモード水のように鉛直一様な水塊では、 $\frac{\partial \sigma_\theta}{\partial z} \approx 0$ であるので、

$\frac{\partial \sigma_\theta}{\partial z} = 0$ の層を調べることで、そのような水塊の広がりを追跡できる。

付録 2 水塊分析

1. TS 図

水はよく混合すると思われているが、実は水は自然界では必ずしも十分に混合して均一になっている訳ではない。海はいくつかの水の塊の集合体として考えることで海洋内部の循環などを理解することができる。水塊を規定するものは海水の温度(T)とその内に含まれている塩分の量(S)によって定まる密度(δ)である。従って T と S の組み合わせによって水塊を同定する基本となる。そのために便利なのが、横軸に塩分、縦軸に水温をとった TS 図である。図中に等ポテンシャル密度線も描かれている。

TS 図から得られる TS 曲線は、ある海域内で似た形になり、別の海域ではそれとは異なる形になることがわかっている。大体似たような TS 曲線をとる海水の広がり、あるいはその海水自体を水塊と呼ぶ。⁽¹⁵⁾

2. 等密度面解析

同じ深度面に存在する海水は、その水温、塩分が異なり、ゆえに密度も異なる。したがって同じ深度面の海水を比較することは、特性の異なる水塊を比べている場合がある。

海水の流れと混合は中立面、すなわち流体粒子がその面に沿って動くとき浮力を受けないような面に沿う過程が卓越すると考えられる。したがって、水塊の大規模な循環や混合を考察するためには、中立面上の海水特性の分布や流れを調べるのが有効である。

しかし、さまざまな外力がはたらく海洋で、中立面を正確に定めることは難しい。そこで等ポテンシャル密度面を近似的な中立面と見なす。等ポテンシャル密度面上では、海水の水平移動について重力の効果を無視することができる。このような中立面上で海水の特性を調べることを等密度面解析という。⁽¹⁵⁾

付録3 力学計算

1. 地衡流の定義

海洋の大規模で微小なゆっくりとした変動では、圧力傾度力とコリオリ力がバランスする、いわゆる地衡流平衡が成り立っている。

海水はある場所で暖められ、ある場所で冷やされている。海水が暖められると、膨張して軽くなり、逆に冷やされれば収縮して重くなる。また海水は塩分を含んでいるので、真水より重く、蒸発や降水、河川の水の流出、融氷、結氷などさまざまな原因によって変化する。ゆえに水温と塩分、圧力によって決まる海水の密度は場所によって異なるのが普通である。

仮に左側に冷たくて重い水、右側に暖かくて軽い水があり、ある深さで等圧面が水平であると仮定する。このとき右側の方が圧力が高くなるため、右側から左側へ働く力が生じる。この力を圧力傾度力という。

このような力が働くと、水平方向に均一な密度になり、ゆえに圧力差もなくなって静止するだろう。しかしこれは地球の自転を考えない場合である。

自転している面上では、面に相対的な物体の運動に応じてみかけの力であるコリオリ力が働く。流れが定常の場合、水平圧力傾度力とコリオリ力が釣り合うように、流れ場または圧力分布が落ち着く。この時の流れを地衡流とよぶ。⁽¹⁰⁾

地衡流の式を以下に導く。

回転の運動方程式は

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + 2\vec{\Omega} \times \vec{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla P - g\vec{k} + \vec{F} \quad (1)$$

t : 時間, \vec{u} : 速度ベクトル, ρ : 密度, P : 圧力, ∇ : 微分演算子, g : 重力加速度

\vec{k} : 鉛直上向きの単位ベクトル, \vec{F} : 摩擦力ベクトル, $\vec{\Omega}$: 地球自転の角速度ベクトルと表せる。

(1)式の水平成分は、

$$\left[\frac{d\vec{u}}{dt} \right]_H + \left[\vec{f} \times \vec{u} \right]_H = - \left[\frac{1}{\rho} \nabla P \right]_H + \vec{F}_H \quad (2)$$

ϕ : 緯度

$$f = 2\Omega \sin \phi$$

$$\vec{f} = f\vec{k}$$

\vec{k} : 鉛直方向の単位ベクトル

地衡流の条件として、時間変化がゆっくりで摩擦の影響なしと考えると、地衡流は

$$\left[\vec{f} \times \vec{u} \right]_H = - \left[\frac{1}{\rho} \nabla P \right]_H$$

と表される。

2.力学高度および力学高度偏差

地衡流はコリオリ力と圧力傾度力とがつりあった状態であるという仮定から計算ができる。海中の圧力分布は、密度の分布から決定できるので、水温、塩分のデータから計算が可能である。この圧力分布は、力学高度または力学高度偏差で代用できる。

力学高度 D は、比容を鉛直に積分することによって求まる量である。力学高度偏差 ΔD は、力学高度 D の塩分 35psu、水温 0°C での比容から求めた力学高度との差であり、つまりステリックアノマリー(付録 1)を鉛直に積分することによって求まる。力学高度または力学高度偏差ともに単位は $10^5\text{m}^2/\text{sec}^2$ で表される。以下に力学高度と力学高度偏差の式を導く。⁽¹⁾

海面付近の水平面上に原点をとり、鉛直下方に z 軸をとる。海面を $z = \eta$ とすると、 z における圧力 p および $z = 0$ を基準とした重力ポテンシャル Φ は次のようになる。

$$p = 10^{-5} \int_{\eta}^z \rho g dz \quad (1)$$

$$\Phi = - \int_0^z g dz \quad (2)$$

ρ : 海水の密度(kg/m^3)

g : 重力加速度(m/sec^2)

z : (m)

p : bar($10^5 \text{N}/\text{m}^2$)

Φ : (m^2/sec^2)

p の単位に bar を用いるので 10^{-5} の係数がつく。

海面と z における重力ポテンシャルの差を $D(\text{m}^2/\text{sec}^2)$ とすると、(2)式より

$$D = \Phi_{\eta} - \Phi = - \int_0^{\eta} g dz + \int_0^z g dz = \int_{\eta}^z g dz$$

ゆえに(1)式より

$$p = 10^{-5} \int_0^D \rho dD$$

$$D = 10^5 \int_0^p \alpha dp \quad (3)$$

α を $\alpha(s, t, p)$ と表し、(3)式を書き換えると (s : 塩分, t : 現場水温, p : 現場圧力)

$$D = 10^5 \int_0^p \{ \alpha(35, 0, p) + (\alpha(s, t, p) - \alpha(35, 0, p)) \} dp$$

$$= D_{35, 0, p} + \Delta D$$

$$\Delta D = 10^5 \int_0^p \{ \alpha(s, t, p) - \alpha(35, 0, p) \} dp \quad (4)$$

3.地衡流推算

地衡流の計算は、力学高度偏差 ΔD から以下のようにして求める。

力学高度 D の定義は、

$$D = \int_{\eta}^z g dz \text{ より}$$

D の微小変化量 $dD = g dz$ となる。

一方力学高度と圧力との関係は静力学平衡の仮定から

$$dD = g dz = \frac{1}{\rho} dP$$

よって $dp = \rho dD$

$$P_1 = \int_{P_2}^{P_1} dP = \int_{P_2}^{P_1} \rho dD$$

逆に

$$dD = \frac{dP}{\rho} = \alpha dP$$

$$D_1 = \int_{D_2}^{D_1} dD = \int_{P_2}^{P_1} \alpha dP$$

D, P を x, y, z の関数と見なすと

$$dD = \frac{\partial D}{\partial x} dx + \frac{\partial D}{\partial y} dy + \frac{\partial D}{\partial z} dz$$

$$dP \sim \frac{\partial P}{\partial x} dx + \frac{\partial P}{\partial y} dy + \frac{\partial P}{\partial z} dz \text{ とおける。}$$

ある水平面上で考えるとき、

$$z = z_0 (\text{constant})$$

$$dD = \frac{\partial D}{\partial x} dx + \frac{\partial D}{\partial y} dy = (\vec{\nabla} D) d\vec{x}$$

$$dP = (\vec{\nabla} P) d\vec{x}$$

$$dD - \alpha dP = \left\{ (\vec{\nabla} D) - \alpha \vec{\nabla} P \right\} d\vec{x} = 0$$

$d\vec{x}$ は任意だから

$$\vec{\nabla} D = \alpha \vec{\nabla} P$$

地衡流は

$$\left| \vec{u} \right| = \frac{1}{f\rho} \left| \vec{\nabla} P \right| = \frac{1}{f} \alpha \left| \vec{\nabla} P \right| = \frac{1}{f} \left| \vec{\nabla} D \right|$$

ある水圧 P の点を a, b とし、これらの力学高度偏差 ΔD の値をそれぞれ $\Delta D_a, \Delta D_b$ とすると、地衡流は

$$u = \frac{1}{2\Omega \sin \phi} \left(\frac{\Delta D_b - \Delta D_a}{L} \right)$$

と表される。

上式の右辺は観測から求まるので、これから等圧面における流速がわかっているならば、この断面の流速分布がわかる。しかし任意の等圧面における流速はわからないので、一般には十分に深いところでは流れが弱いと

見なし、それとの相対速度を求める。この面を力学計算における無流面または基準面という。一般に基準面は1500db,2000dbを選ぶことが多い。⁽¹¹⁾

付録 4 世界の海洋構造

1. 水温分布

図 A1 に WOA98 年平均気候値の海面、水深 1000m、水深 2000m の水温水平分布を示す。

1.1 海面水温分布

太平洋および大西洋について等温線は、西部と東部の沿岸付近を除けば、緯度線にほぼ平行に伸びている。これは水温が東西方向にほぼ一様で南北方向に変化が著しいことを示している。南北方向の水温の変化は、低緯度から高緯度に向かって $28^{\circ}\text{C} \sim 2^{\circ}\text{C}$ まで変化する。

西部と東部にみられる等温線のカーブは、主に暖流、寒流および沿岸湧昇、赤道太平洋東部では赤道湧昇が影響している。表層の水は、全体として地球自転にともなうコリオリ力によるエクマン流によって、北(南)半球では風の方向に直角右(左)向きに運ばれる。したがって海岸を左(右)に見て海岸に平行な風(貿易風)が吹くと、沿岸域の表層水は沖に運ばれ、一方が海岸に遮られているため、下層から冷たい水が上昇する。これを沿岸湧昇という。ゆえに北太平洋および北大西洋の東部では水温が低くなっている。

海面水温は赤道付近で高くなるが、特に赤道付近西部で最も高く、東部にむかって $2 \sim 4^{\circ}\text{C}$ 低くなる。この東部に見られる低温水は、赤道湧昇が関係している。赤道域は、貿易風による東風が卓越している。このため赤道付近の表層の水は、エクマン流によって南北に運ばれて、東部の沿岸付近では下層の冷たい水が湧昇してくる。

インド洋では赤道から熱帯付近のほぼ全域にわたって水温 28°C の海水が広がっている。南半球の中緯度では等温線が東西に平行に伸びており、南北方向の変化が著しい。

南緯 50 度より南では、南極環流を示す $2 \sim 5^{\circ}\text{C}$ の等温線が全球にわたって伸びている。⁽⁷⁾

1.2 中層(1000m)の水温分布

太平洋の赤道から中緯度にかけては、東西方向、南北方向にほぼ一様で約 4°C となっている。北緯 50 度より北では約 3°C の海水が広がっている。

北大西洋の水温は、太平洋および南大西洋の水温に比べて高く、特に地中海沿岸は 10°C 以上になっている。これは地中海からの高温な水の流出が原因している。

インド洋の水温は赤道付近で約 5°C で、アラビア海付近は $3 \sim 4^{\circ}\text{C}$ と低くなっている。

南緯 50 度より南では、 $2 \sim 4^{\circ}\text{C}$ の等温線が、全球にわたってほぼ緯度線に平行に分布している。⁽⁷⁾

1.3 深層(2000m)の水温分布

全海洋において、南北方向および東西方向の水温変化がほとんど見られない。全体に $3 \sim 4^{\circ}\text{C}$ の海水が分布している。南極の周りでは、南へ行くほど水温は低くなり、 3°C と 4°C の等温線は全球にわたって東西に伸びている。⁽⁷⁾

2. 塩分分布(海面)

図 A2 に WOA98 年平均気候値の海面、水深 1000m、水深 2000m の塩分水平分布を示す。

2.1 海面の塩分分布

2.1.1 全体的な特徴

外洋の塩分分布の等塩分線は、水温分布ほどははっきりしていないが、ほぼ緯度線に平行に分布している。

太平洋と大西洋の海面塩分は赤道付近で低く、亜熱帯付近で最大となり、高緯度になるにつれて低くなる。北太平洋と北大西洋の亜熱帯付近に見られる極大値はそれぞれ 35.0psu 、 37.4psu で大西洋の方が高い。南太平洋の塩分は、北太平洋と比べて塩分が高く、大西洋と比べてわずかに小さい。

2.1.2 低塩分海域

インドネシアから東南東にかけての北緯 8 度から 12 度付近の海域と北緯 12 度、西経 160 度～アメリカ中央沿岸付近の海域で塩分が低くなっている。またベンガル湾やアマゾン川、コンゴ川の水が流れ出る海域で塩分が著しく低くなっている。インドネシアから東南東にかけて海域は、水蒸気フラックスの水平収束によって蒸発しにくい事や降水量が多い事が原因として考えられる。またこの付近では降水量と蒸発量の差が最大になっている。ベンガル湾やアマゾン川、コンゴ川に見られる低塩分は、河川からの(淡水の)流出が原因と考えられる。(Levitus1986)⁽¹²⁾

太平洋熱帯付近の東岸と西岸付近に、それぞれ低塩分水のプールが見られる。(Levitus1986)⁽¹²⁾この海域には北赤道海流が北緯 8 度～20 度付近を西方向に流れ、その南に北赤道反流が東方向に流れており、これらの海流によって東岸と西岸に低塩分水が運ばれると考えられている。

2.1.3 高塩分海域

最も塩分の高い海域は、北緯 25 度、南緯 25 度付近の亜熱帯高圧帯に位置し、極大値は北太平洋で 35.4psu、南太平洋で 36.6psu、北大西洋で 37.4psu、南大西洋 37.4psu となっている。これは亜熱帯高圧帯では晴天が続く、その結果年間の蒸発量が降水量を上まわる事が原因として考えられている。(Levitus1986)⁽¹²⁾

2.2 中層(1000m)の塩分分布

太平洋では赤道から中緯度にかけて、塩分 34.5psu の一様な海水が広がっている。高緯度にかけては、塩分は 0.1～0.2psu 低くなっている。

北大西洋の塩分は、太平洋に比べて高い。赤道付近では 34.6psu となっており、太平洋に比べて約 0.1psu 高くなっている。地中海沿岸付近では、高塩分な水の流出によって、塩分が 37psu にまで及ぶ。ラブラドル海付近は低塩となっており、この水は、地中海水とノルウェー海の水を引き離していると考えられている。⁽¹³⁾

インド洋の塩分は、アラビア海で 35～35.4psu と高くなっている。赤道付近から南緯 30 度にかけての海域は 34.4～34.8psu の等塩分線が東西にのびている。南へ向かって塩分は小さくなり、オーストラリアの南西沖で 34.4psu の塩分極小となっている。この塩分極小水は、アフリカ先端を通過して流れる大西洋からの高塩分な水とアラビア海の高塩分な水を引き離していると言われている。

南緯 50 度より南の海域は、再び塩分が高緯度に向かって 34.5～34.6psu まで増加する。この等塩分線は、全球にわたって分布している。

2.3 深層(2000m)の塩分分布

太平洋は赤道から中緯度(緯度 30～40 度)にわたって、34.7psu の一様な海水が広がっている。北緯 40 度より北は 34.6psu となっており、ベーリング海付近は 34.3～34.5psu となっている。この付近の海域は河川の水の流出による淡水の供給および結氷によって低塩水が存在する海域である。

大西洋の塩分は、太平洋に比べて高い。とくに地中海沿岸から大西洋中央部にかけては 35psu となっている。赤道付近から中緯度にかけては両半球ともに 34.8～34.9psu で、南太平洋に比べて 0.2～0.3psu 高い。

インド洋の塩分は、アラビア海で高く 34.8psu となっている。赤道から南半球にかけての海域は 34.7psu の一様な海水が広がっている。

3. 密度分布(現場密度 σ)

図 A3 に WOA98 年平均気候値の海面、水深 1000m、水深 2000m の密度水平分布を示す。

3.1 海面の密度分布

上層の密度は、水温の影響を大きく受ける。ゆえに等密度線は、図 A1 に示す等温線と同じ様な分布になっている。

太平洋では赤道付近で 22～23kg/m³ で、特に西部の沿岸付近で小さくなっている。北緯 30 度付近は、

23~24 kg/m³の等密度線が緯度線にほぼ平行に分布している。北緯 30 度より北は 24~25 kg/m³となっており、東部で密度が小さくなっている。

大西洋にも太平洋と同じ様な等密度線の構造がみられた。しかし大西洋の方が全体的に密度が高い。大西洋の北緯 40 度より北では、密度 26 kg/m³以上になっている。

インド洋は赤道付近から南緯 20 度付近まで、21~24 kg/m³の海水が広がっており、特にベンガル湾で低くなっている。南緯 20 度より南は、24~26 kg/m³の等値線がほぼ緯度線に平行に伸びており、高緯度に向かう密度変化が著しいことを示す。

南緯 50 度より南は、密度 26~27 kg/m³の等値線が、全球にわたって緯度線に平行に分布している。

3.2 中層(1000m)の密度分布

太平洋の密度は、ほぼ一様で 27.1~27.2 kg/m³となっている。北大西洋の密度は太平洋に比べて全体的に 0.1 kg/m³高い。

インド洋の密度もほぼ一様で 27.1~27.2 kg/m³となっている。南緯 50 度より南では、27~28 kg/m³の等密度線が全球にわたって分布している。

3.3 深層(2000m)の密度分布

太平洋は東西方向、南北方向に密度変化がほとんどみられない。全体に約 27.7 kg/m³の一様な海水が広がっている。大西洋は赤道から中緯度にかけて約 27.7 kg/m³

となっており、北緯 50 度より北は、約 27.8 kg/m³となっている。インド洋は赤道から南緯 30 度付近にわたって 27.6kg/m³の海水が広がっている。

付録 5 太平洋循環

図 A4.1 に WOA98 年平均気候値から計算した力学高度偏差の水平分布図を示す。図 A4.2.1 に太平洋の表層海流の分布図を示す。⁽⁷⁾

1. 太平洋赤道循環

太平洋赤道付近には 4 つの主な流れがある。そのうち 3 つは表層の流れで、一つは亜表層の流れである。表層の流れとは、北緯 8～20 度付近を西方向へ流れる北赤道海流と南緯 10 度～北緯 3 度付近を西へ流れる南赤道海流、そしてこれらの 2 つの海流の間を東へ流れる北赤道反流がある。亜表層の流れとは、南緯 2 度～北緯 2 度付近の水深 300m 付近の海域を東へ流れる赤道潜流である。これらの赤道付近の 4 つの流れは、西はフィリピンから東はパナマ湾まで幅 15,000km に及ぶ。⁽⁷⁾

2. 北太平洋循環

2.1 北太平洋亜熱帯循環

北太平洋亜熱帯循環は、低・中緯度に見られる反時計回りの循環で、黒潮、黒潮続流、北太平洋海流、カリフォルニア海流、北赤道海流の 5 つの流れから構成されている。

北太平洋亜熱帯循環の西側を構成する海流は黒潮で、フィリピン東岸で北赤道海流が分岐して北上し、台湾東岸を通過して一旦東シナ海に入り、トカラ海峡から再び太平洋に出て、日本南岸に沿って流れ、房総沖付近まで北東に向かって流れる。そして黒潮続流は、房総沖を過ぎたあたりから東に転じた黒潮の延長流として定義されている。北太平洋海流は、この黒潮続流の延長流として定義され、犬吠埼以東で南側に分流を出しながら東に向かい、その流れは東経 150 度付近の北アメリカ大陸付近に及ぶ。北太平洋海流は北アメリカ大陸に到達すると、一部は北へ向かってアラスカ湾やアリューシャン列島に向かって流れ、もう一部は南へ向きを変えて北アメリカ東岸に沿って流れる。この南向きの流れがカリフォルニア海流である。そしてこの南向きの流れは、再び北赤道海流に取り込まれる。⁽⁷⁾

2.2 北太平洋亜寒帯循環

北半球亜寒帯域にある反時計回りの循環で、太平洋ではアラスカ海流・アリューシャン海流・東カムチャツカ海流・親潮の流れから構成されている。亜寒帯循環の南側を構成する亜寒帯海流は、北緯 42～50 度の広範囲にわたって東向きに流れる弱い海流で、北海道ないしは三陸沖で反転し北東に向かう親潮の流れからきたものである。アラスカ海流はカナダの北アメリカ西岸沿いに北上する流れで、アラスカ湾を反時計回りに流れる。この流れは亜寒帯海流が北アメリカ西岸沖で 2 つに別れ、一部は南流してカリフォルニア海流となるが、北流したものがアラスカ海流につながったと考えられている。またアラスカ湾北岸沿いに西に向かう流れの一部はアリューシャン列島の南に沿って西流しアリューシャン海流となるが、一部は南下してアラスカ湾内に一つの循環を作ると考えられている。

東カムチャツカ海流は親潮とともに、亜寒帯循環の西岸境界流を構成する海流で、カムチャツカ半島の東岸沿いに流れる部分をいう。この海流で運ばれた水の一部は千島列島の北部でオホーツク海にはいるが、一部はそのまま千島列島に沿って南下し、オホーツク海で変質した水を加えて、親潮となる。⁽⁷⁾

3. 南太平洋循環

南太平洋循環は、南赤道海流、南極周極海流、ペルー海流によって構成されている。

南太平洋循環の北の縁を西に向かって流れる南赤道海流は、オーストラリアの北東の沖のコーラル海に海水を運んでいる。そして南太平洋循環の南の縁を構成する海流は、南極周極海流である。南極周極海流の一部は、ペルー海流として南アメリカ東岸を北に向かって流れる。⁽⁷⁾

4. 黒潮流路

日本南岸の黒潮は、紀州沖ないし遠州灘沖で南東に転じ、遠州灘沖に発生した大冷水塊の沖合いを迂回して伊豆諸島付近で再び接岸する場合「大蛇行型」と、九州南端沖からまっすぐ沿岸沿いに流れる場合

の「非大蛇行型」がある。「非大蛇行型」はさらに、遠州灘から関東近海で小さく蛇行する「離岸型」と、四国・本州の南岸近くを直進する「接岸型」に分けられている。(図 A4.3)⁽¹⁰⁾

大蛇行は黒潮特有の現象で、湾流等他の西岸境界流に見られない。Kawabe(1985)⁽¹⁴⁾によれば、蛇行は東経 135～139 度の間沿岸を離れ、北緯 30～31 度に達することもある。蛇行現象は異常現象と考えられたことがあるが、この海域で黒潮のとり得る 3 つの安定流路の 1 つであることが示されている。

付録 6 大西洋循環

図 A4.2.2 に大西洋の表層海流の分布図を示す。⁽⁷⁾

1. 大西洋赤道循環

大西洋の赤道は、東経 10 度から西経 45 度にわたりその幅は約 6,000km にわたる。表層の主な流れは、北緯 3～8 度の海域を西へ流れる北赤道反流および北緯 3 度から南緯 8 度の海域を西へ流れる南赤道海流である。亜表層の流れは、赤道の下の水深 50～300m 付近を東へ流れる赤道潜流である。⁽⁷⁾

2. 北大西洋循環

北大西洋循環は、北赤道海流、湾流、北大西洋海流からなる時計回りの高気圧性循環である。

北大西洋循環の南の縁を構成する北赤道海流は、大西洋の赤道の北を西へ流れる。その後この海流は南赤道海流の一部と接合し、一部は北大西洋の内部に向かって流れ、もう一部はアンチル海流としてカリブ海に流れこむ。カリブ海に流れ込んだ水は、この付近に卓越する東風によって、メキシコ湾の中へ流れ込み、フロリダ海流として流れる。この付近では高気圧性渦が多く発生するのが特徴である。

その後フロリダ海流は、フロリダの沖でアンチル海流の水とハッテラス海峡の水と接合し循環する。この流れが湾流(ガルフストリーム)である。

北大西洋循環の北側には北大西洋海流が流れる。この海流はニューファンドランド島のグランドバンクス(北緯 40 度、西経 50 度)を北東に向かって流れる湾流の延長流である。その後北大西洋海流は、スコットランドとアイスランドの間を通過して北東に向かって流れ、ノルウェー海およびグリーンランド海、北極海に向かって流れにわかれる。またスペインや北アフリカを南に向かって流れ、再び北赤道海流に取り込まれるものもある。

また北大西洋循環内であるサルガッソー海付近は南方向の流れが卓越するが、この流れはゆっくりで拡散が大きい。ゆえに海流として分類されていない。これより東の北アフリカ沿岸沖を南へ向かう流れはカナリー海流と分類されている。⁽⁷⁾

3. 南大西洋循環

南大西洋には、赤道付近から亜熱帯収束帯付近にわたり、反時計回りの循環になっている。南緯 10～15 度付近では、南赤道海流が西に向かって流れる。前節にも述べたが、その一部は赤道を横切って北大西洋にとりこまれ、一部は南アメリカ大陸沿岸に沿って南に向きを変えてブラジル海流として流れる。ブラジル海流は、その後東へ向きを変え、大西洋を横切って南極環流に取り込まれる。その後アフリカ大陸に到達した流れが北に向きをかえてベンガル海流として流れる。⁽⁷⁾

付録 7 インド洋循環

図 A4.2.3 にインド洋の表層海流の分布図を示す。⁽⁷⁾

世界の海流系は、季節によらずほぼ一定の型を示すが、インド洋上では夏季に南西季節風、冬季に北東季節風が卓越するため、夏季と冬季では表層海流の流れが異なっている。アラビア海・ベンガル湾では、この著しい季節変化によって夏季には時計周り、冬季には反時計周りの循環が生じる。

赤道付近を流れる北赤道海流は、冬季の北東季節風によって南緯 8 度～北緯 8 度付近の海域を西に向かって流れ、夏季には南西季節風によって南緯 8 度～南緯 20 度付近の海域を東に向かって流れる。

夏季の南西季節風が吹く間、赤道の北では東に向かう流れがある。この流れは、北赤道反流と接合し北緯 15 度～南緯 7 度付近を西岸から東岸にかけて流れる。これをモンスーン海流という。南緯 7 度より南は南赤道海流が西に向かって流れる。この流れは冬季よりも流れが強い。

冬季の北東季節風が吹く間は、東経 60 度より東の水溫躍層付近に、赤道潜流が東に向かって流れる。この流れは太平洋や大西洋に比べて弱く、夏季の南西季節風が吹く間は、赤道潜流の流れははっきりと見られない。⁽⁷⁾

付録 8 太平洋の水塊

図 A5 に WOA98 の年平均気候値による太平洋の水塊の TS 図を示す。

1. 赤道水

上層 100~800m 付近に見られる。赤道付近を太平洋を東西にほぼ横切るような形で、幅 12,000km にわたりこの水塊が位置する。赤道水の南北方向の分布は、東部では南緯 10 度から北緯 20 度に及ぶ、西に向かって流れの幅は減少する。⁽⁷⁾

2. 亜熱帯モード水

モード水とは一般に水温、塩分が厚く分布する成層状態を示す水塊を示す。北太平洋亜熱帯モード水は水深 100~400m 付近に水温の鉛直勾配が極小の層が存在する。。また塩分も鉛直にほぼ一様であることから、密度の鉛直勾配の極小層にもなっている。またこの水はポテンシャル渦度の極小としても特徴づけられる。⁽²⁾

亜熱帯モード水は黒潮続流の南側で、冬季に冷却され海水が密度が重くなって沈み込み形成される。この水は、冬季に季節風による強い寒気の吹き出しと黒潮による多量の熱の放出によって沈み込む。沈み込んだ水は、軽いため深層まで至らず等密度面に沿って移動する。⁽¹⁵⁾

図 A6~図 A8 に WOA98 月平均気候値の東経 143 度線に沿う赤道~北緯 50 度の水温、塩分、ポテンシャル密度の南北鉛直断面図を示す。

北緯 35 度より北に見られる等温線の傾斜は、黒潮続流を示している。

これより南の北緯 20~35 度付近の表層 100-400m 付近に 16~19℃の等温層が存在する。またこの付近の塩分は 34.7-34.8psu の極大層になっている。ポテンシャル密度は 25.0~25.4kg/m³となっている。この海域では同じ様な水温、塩分の分布が年間を通してみられる。

1 月~3 月に亜熱帯モード水を示す水温 17~19℃の等温線は、北緯 20-35 度付近で海面に outcrop(露出)している。これらの等温線は水深 200m 付近まで鉛直方向に伸びている。また 1~3 月に亜熱帯モード水を示す等塩分線にも同じ様な構造がみられた。このような等値線の変化は、亜熱帯モード水を示す水塊が冬季の海面冷却によって海面の水が亜表層に沈み込んだことを示している。その後春から夏にかけて、この水塊は海面の加熱による季節水温躍層の発達によって、亜表層に閉じこめられる。

3. 北太平洋中央水

赤道水から北緯 40 度付近に伸びる水塊は北太平洋中央水である。北太平洋中央水は海洋の中央水の中で最も塩分が低い。中央水の特徴は、TS 図上でほぼ 1 つの直線で表わされる。北太平洋中央水は、海洋の中央水の中で最も塩分が低い。⁽⁷⁾

4. 中層水

4.1 北太平洋中層水

中央水の下に太平洋中層水が存在する。北太平洋中層水は塩分極小水として特徴づけられる。北太平洋中層水が存在する深さは、太平洋西部で最も深く約 800m で、東部に向かって上昇して約 300m まで浅くなる。北太平洋中層水は、日本付近の親潮と黒潮続流との収束によって沈み込んで形成されたと考えられる。また Reid(1965)⁽⁶⁾は、北太平洋中層水を示す塩分極小が $\sigma_t = 26.8$ 面上に存在することを示した。⁽⁷⁾

4.2 南極中層水

南太平洋中央水の下には、南極中層水が存在する。南極中層水は南極極前線の北の混合によって形成される。比較的塩分が低く、TS 図上で亜寒帯水と中央水の下で塩分極小が見られる。南極中層水は北に流れるにつれて、上と下の水と混合し、塩分が増加する。その後太平洋赤道水の北方向の広がりによって抑制される。大西洋では抑制されず北へ流れ続ける。⁽⁷⁾

5. 亜寒帯水

太平洋中央水の北では太平洋亜寒帯水が太平洋の西岸から東岸まで大部分を占める。低塩で比較的水温も低い(2~4℃)。太平洋亜寒帯水は大西洋亜寒帯水よりもずっと広い範囲に分布する。亜寒帯水は高温高塩な黒潮続流の水とより低温低塩な親潮の水との混合によって形成される。亜寒帯水は、その後東へ流れ、北太平洋海流の一部を形成し、アメリカ沿岸に到達するまで低塩、低温の特徴が維持される。その後南東へ向かう北太平洋海流の影響をうけて、水温は加熱され上昇し、塩分は混合によって上昇して、赤道水に吸収される。⁽⁷⁾

6. 亜南極水

形成過程は異なるが、南太平洋の亜寒帯水に対応する水塊が亜南極水である。亜南極水は、実際には南太平洋にわたって連続的に流れる亜熱帯収束帯と南極極前線との間で形成される。北太平洋の亜寒帯収束帯は北太平洋の西部のみ見られる。⁽⁷⁾

7. 黒潮水(水型)

黒潮の流域内にある水を黒潮水と呼ぶ。本州東方海域で、親潮水・混合水(混合域の水)との対比で用いられることが多く、黒潮続流域の黒潮前線の南側にある水を指す。⁽¹⁰⁾ 高温・高塩分がその特徴である Hanawa and Mitudera(1987)⁽¹⁾によれば、密度 26.0kg/m^3 以上で塩分が 34.2psu より大きくなる水型は、黒潮水を示している。図 A9 に水型の分類についての TS 図を示す。

8. 親潮水(水型)

北海道・三陸の東方海域にある低温・低塩分で、溶存酸素・栄養塩に富んだ水を指す。親潮水域、黒潮水との混合水域は好漁場であり、親潮と言う名は魚類を育てる親にあたる潮の意に由来する。親潮の源流にあたる東カムチャッカ海流の運ぶ亜寒帯水は貧酸素である。亜寒帯循環の流れは一部がオホーツク海にはいるが、オホーツク海内部あるいは千島列島の海峡部で変質・混合したオホーツク水と直接千島列島沿いに南下した亜寒帯水との混合したものが親潮水である⁽¹⁰⁾。Hanawa and Mitudera(1987)⁽³⁾によると親潮水は水温 7℃以下、塩分 33.0~33.7pdu、ポテンシャル密度 26.7kg/m^3 以上の水塊として定義されている。図 A9 に水型の分類についての TS 図を示す。

付録 9 大西洋の水塊

図 A10 に WOA98 の年平均気候値による大西洋の水塊の TS 図を示す。

1. 大西洋中央水

低緯度では水深 300m 付近まで広がり、中緯度では水深 600-900m 付近に及ぶ。高緯度では浅くなる。TS 曲線が一直線上になる特徴がある。大西洋中央水は亜熱帯収束帯付近で上層水が沈み込むことにより形成される。⁽⁷⁾

2. 18℃水

北太平洋亜熱帯循環系北西部の広い範囲に存在する亜熱帯モード水と、同様の水塊が北太平洋亜熱帯循環器にも存在する。そしてその水塊の水温の代表値が 18℃であることから 18℃水と呼ばれている。⁽¹⁵⁾

3. 地中海水

亜表層に存在する塩分極大の水として特徴づけられる。この高塩分水は水深 1000m 付近の中層で水温 10℃となっている。この水塊は、南へ向かうほど上下の水との混合によって、その性質が失われる。⁽⁷⁾

4. 北大西洋中層水・南極中層水

中層水は塩分極小水として特徴づけられる。

北大西洋では高塩分の地中海水が広く分布するため、塩分極小層で定義しえる中層水は狭い範囲にしか存在しない。南半球では南極収束線から沈降した水により中層水が形成され、大西洋では赤道を越えて北緯 20 度付近にまで達する。⁽⁷⁾

5. 北大西洋深層水

北大西洋深層水は、中層水より下部、数百ないし千数百mより深い深層を占め、その水温は 1～2℃である。

北大西洋深層水の起源は、その 80%がグリーンランド海の水と言われている。グリーンランド海で沈み込んだ水は南または西に向かって深層を流れ、上層の水と混合しながら、北大西洋東部の海域を南向かって流れる。⁽⁷⁾

6. 南極底層水

北大西洋深層水の下に存在する。この水は南極大陸周辺に起源を持つ。この南極底層水は赤道を越え中緯度の北大西洋まで追うことができる。⁽⁷⁾

付録 10 インド洋の水塊

図 A11 に WOA98 の年平均気候値によるインド洋の水塊の TS 図を示す。

1. インド洋赤道水、北インド洋高塩分中層水 (High-Salinity Intermediate Water)

南緯 10 度より北の表層と亜表層には、インド洋赤道水および北インド洋高塩分中層水 (High-Salinity Intermediate Water) が存在する。この水塊は 34.9~35.0psu と比較的一様な塩分分布となっている。この海水の一部は、アラビア海で形成されるが、塩分 36.2psu を持つ紅海やペルシャ湾からの水も含まれている。この水塊はベンガル湾にも拡がっている。⁽⁷⁾

2. インド洋中央水

赤道の南から南緯 40 度付近の海面から水深 1000m 付近にわたり、塩分 34.5~36psu のインド洋中央水が存在する。これは南極中層水の下に位置する。深層水と底層水は南極と大西洋が起源であり、このタイプの水塊もインド洋で形成されたものではない。⁽⁷⁾

参考文献

- (0) Sydney Levitus(1982):NOAA Professional Paper13
- (1) Kimio Hanawa and Humio Mitudera(1987):Journal of the Oceanography Society of Japan Vol.42,pp.435 to 446
- (2) Toshio Suga and Kimio Hanawa(1995):Journal of Physical Oceanography,Vol.25,pp.958 to 970
- (3) Joseph L.Reid,Jr.(1965):Intermediate water of the Pacific Ocean
- (4) Naoto Ebuchi and Kimio Hanawa(1999):Journal of Oceanography,Vol.56,pp.43 to 57.2000
- (5) 海洋観測国際共同研究計画(GOOS)ニュースレターN0.2 1995 年 2 月 P.100~104
- (6) Robert E.Cheney(1977):Journal of Geophysical Research Vol.82 No.34,pp.5459 to 5468
- (7) Descriptive Physical Oceanography George L Pickard ,William J Emery
- (8) Unesco(1983):N.P.Fofonoff and R.C.Millard Jr.
- (9) N.P.Fofonoff(1985):Journal of Geophysical Research,Vol.90,No.C2,pp.3332-3342
- (10) 海洋物理 I・II 東京大学出版会
- (11) 海洋観測指針(気象庁編) 財団法人 日本気象協会
- (12) Sydney Levitus(1986):Journal of Physical Oceanography,Vol.16 pp.322 to pp.323
- (13) Evolution of Oceanography Warren and Wunsch,editors
- (14) Masaki Kawabe(1986):Journal of the Oceanographical Society of Japan Vol.42,pp.319 to 331
- (15) 大気・海洋相互作用 鳥羽良明編 東京大学出版会

m	水深(m)	No.	水深(m)	No.	水深(m)
1	1500	21	700	41	300
2	1400	22	680	42	280
3	1300	23	660	43	260
4	1200	24	640	44	240
5	1150	25	620	45	220
6	1100	26	600	46	200
7	1050	27	580	47	180
8	1000	28	560	48	150
9	975	29	540	49	140
10	950	30	520	50	120
11	925	31	500	51	100
12	900	32	480	52	80
13	875	33	460	53	60
14	850	34	440	54	40
15	825	35	420	55	20
16	800	36	400	56	10
17	880	37	380	57	6
18	760	38	360		
19	740	39	340		
20	720	40	320		

表 1 中層フロートの観測深度(m)

No.	標準層(m)	No.	標準層(m)
1	0	21	1200
2	10	22	1300
3	20	23	1400
4	30	24	1500
5	50	25	1750
6	75	26	2000
7	100	27	2500
8	125	28	3000
9	150	29	3500
10	200	30	4000
11	250	31	4500
12	300	32	5000
13	400	33	5500
14	500		
15	600		
16	700		
17	800		
18	900		
19	1000		
20	1100		

表2 WOA98 の標準層

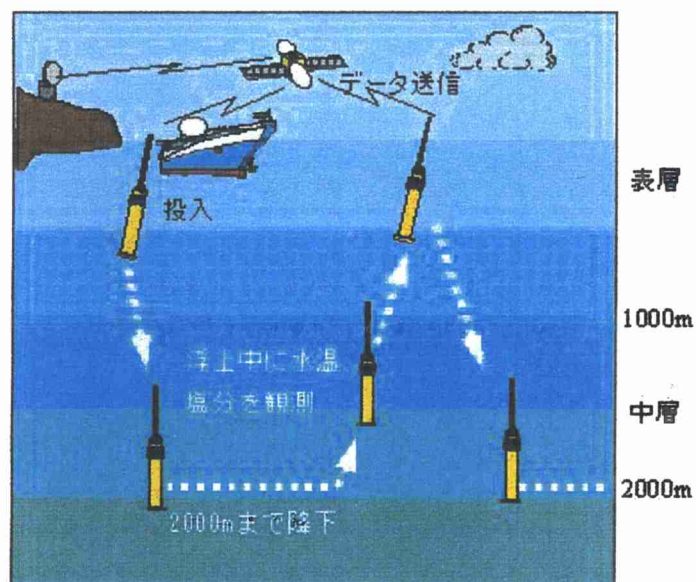
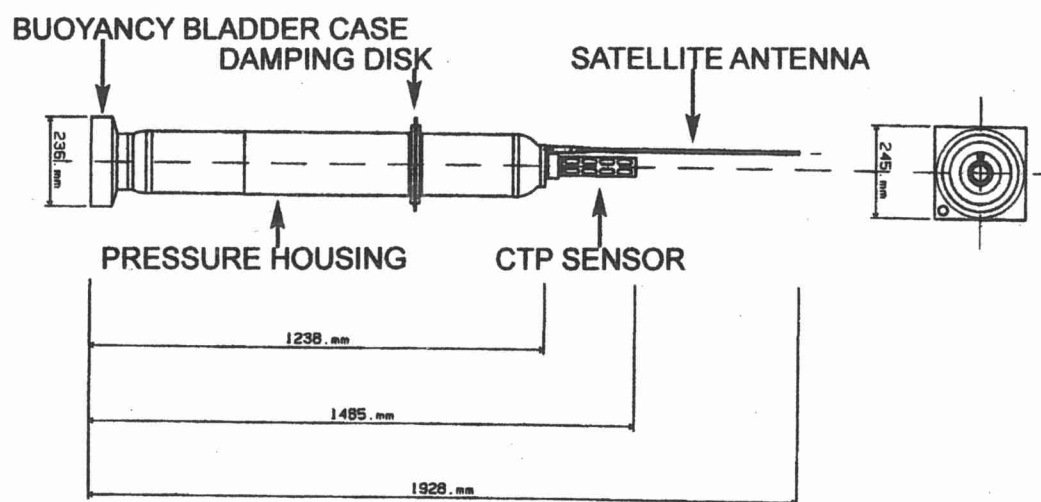


図1 中層フロートのしくみ

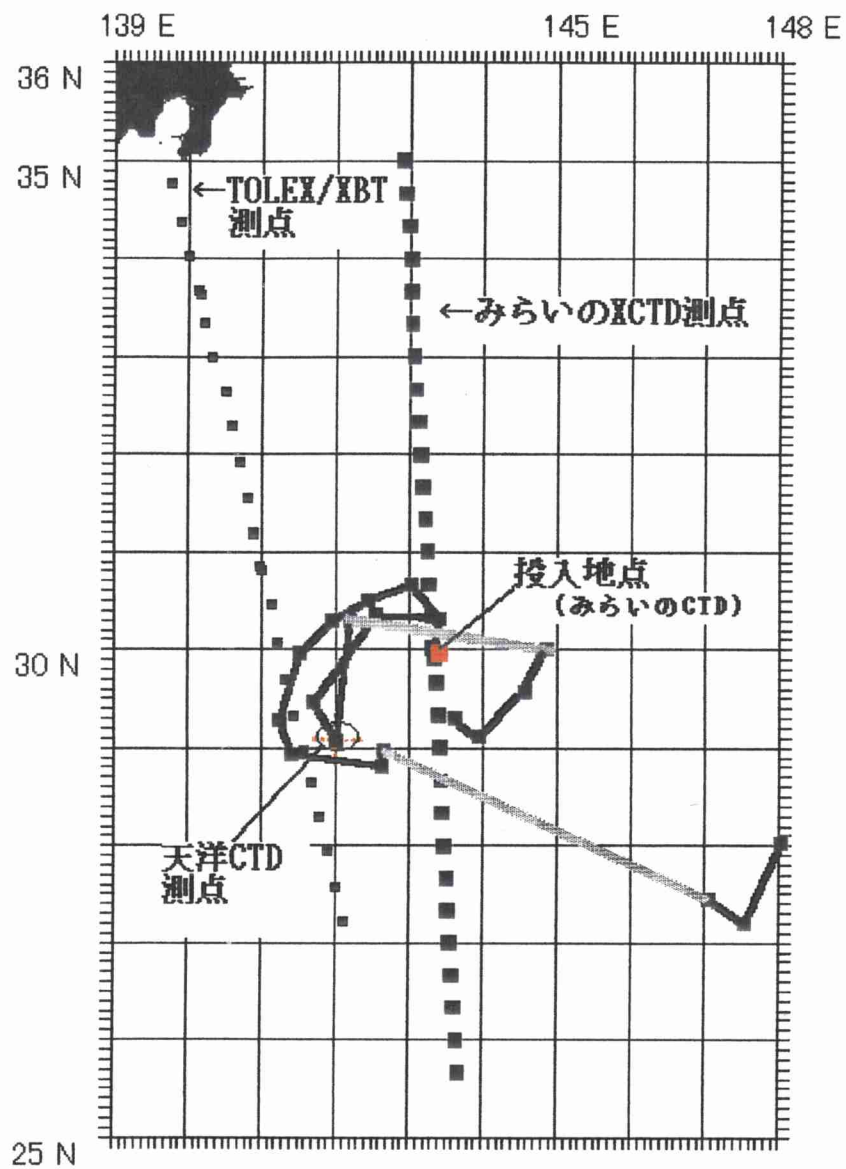


図 2 中層フロートと漂流路と比較用データの観測点の位置関係
 (灰色の線: 中層フロートが観測をしなかった期間の推定軌跡
 黒線: 中層フロートの漂流路)

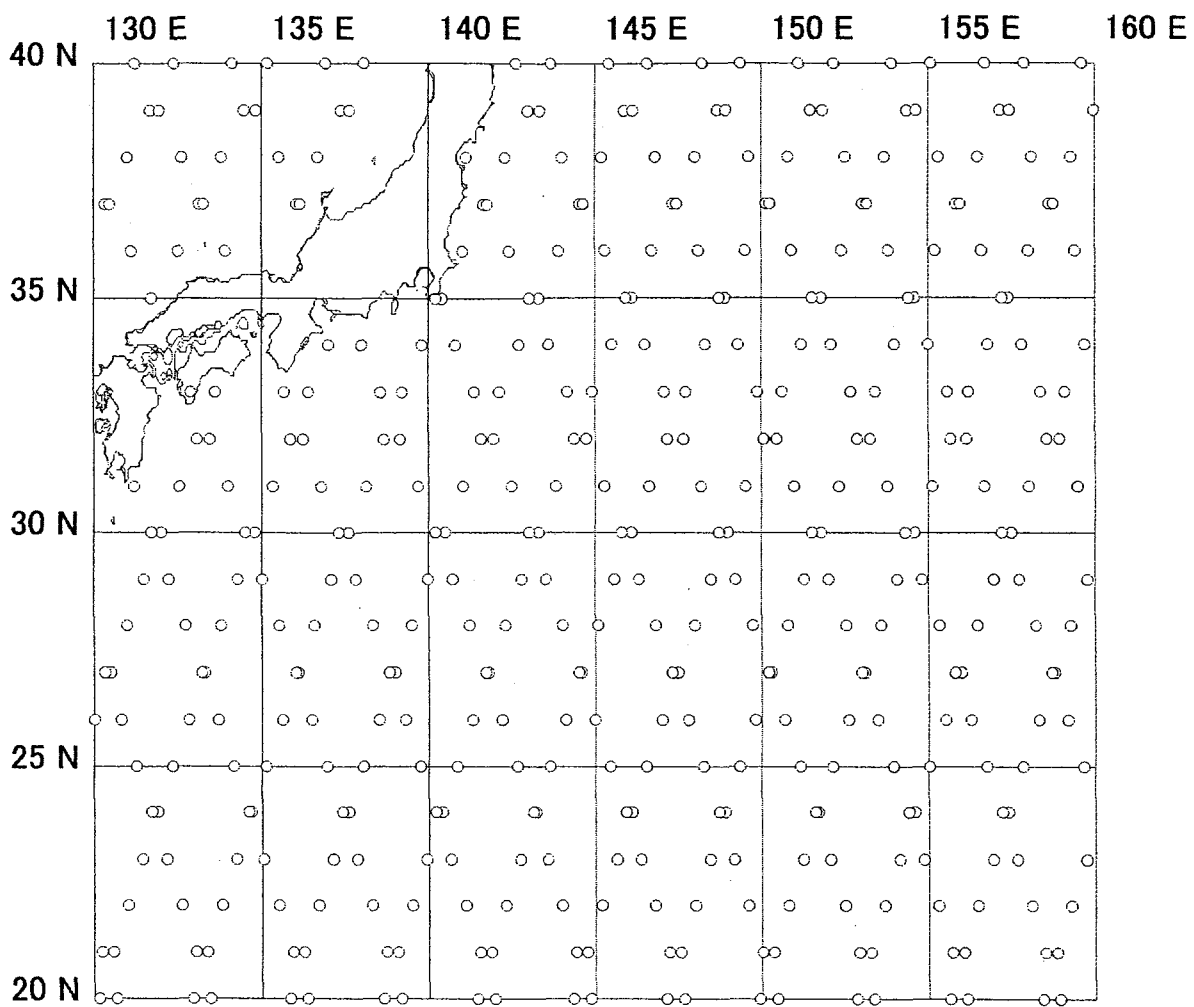


図 3 TOPEX/POSEIDON の計測軌道

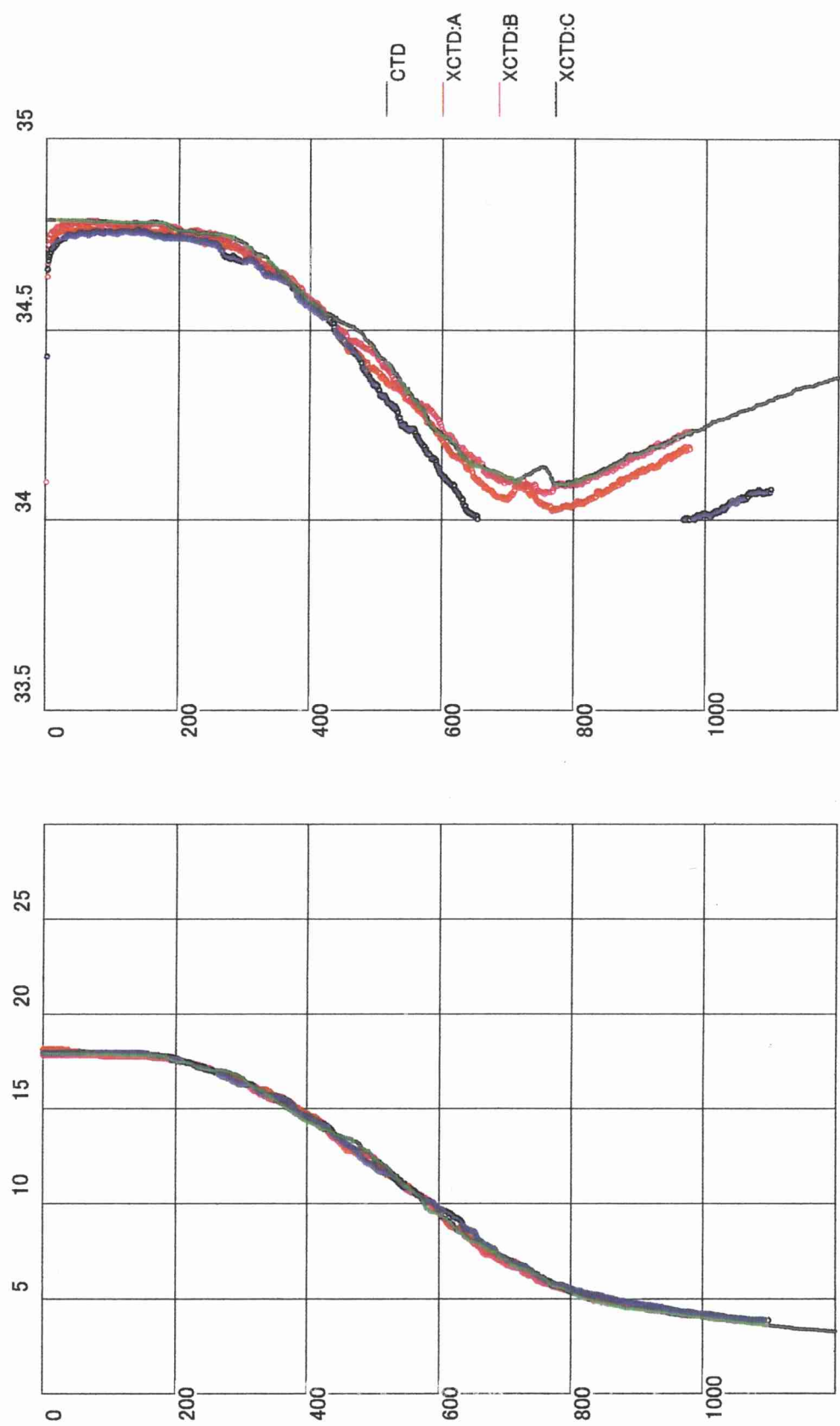


図 4.1 MR00-K02 観測航海の CTD 観測値と XCTD 観測値の鉛直プロファイル

左図は水温プロファイル(°C)、右図は塩分プロファイル(psu)

CTD 観測値:北緯 30 度 1 分、XCTD 観測値:北緯 29 度 52 分(A)、54 分(B)、57 分(C)

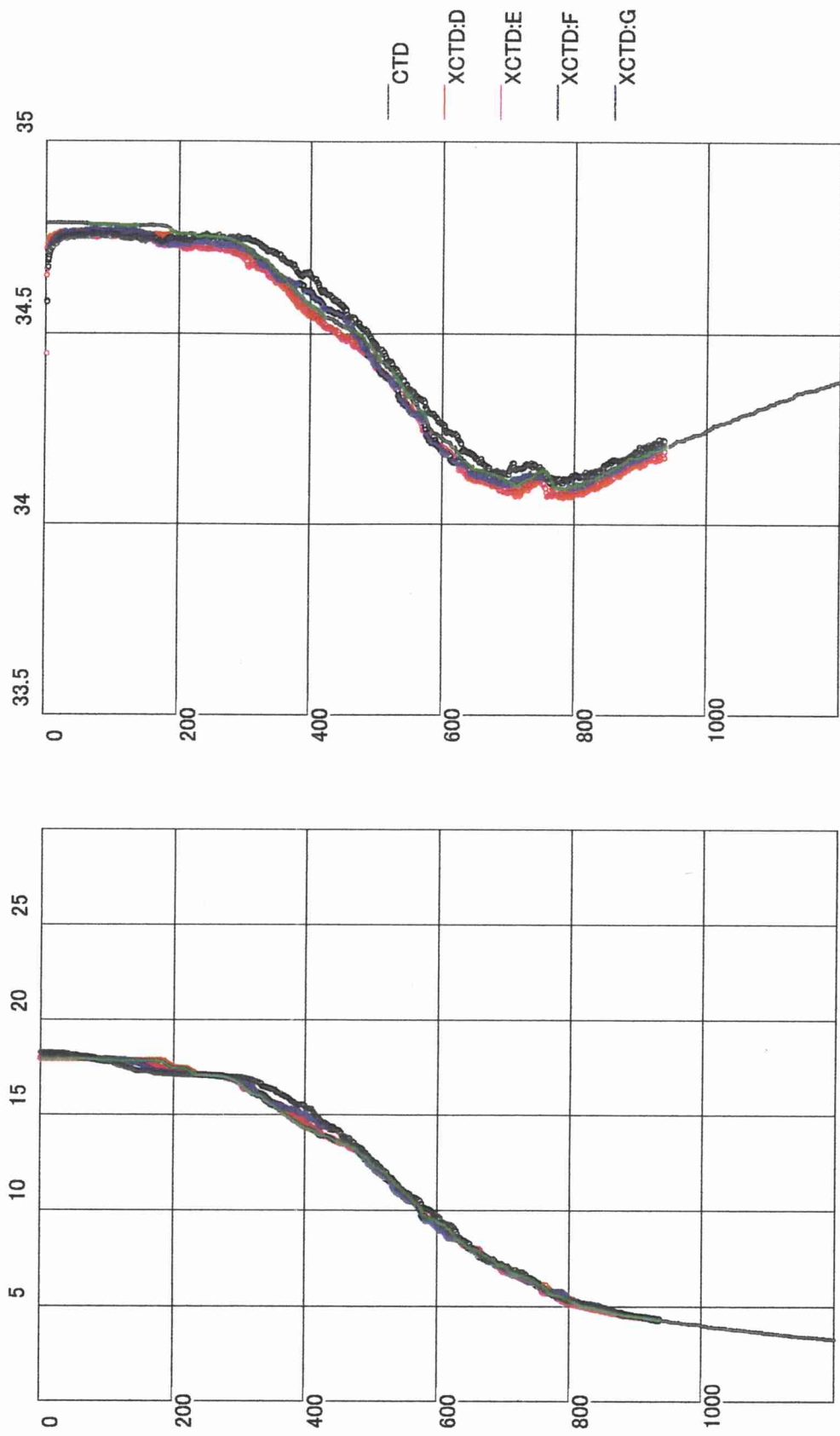
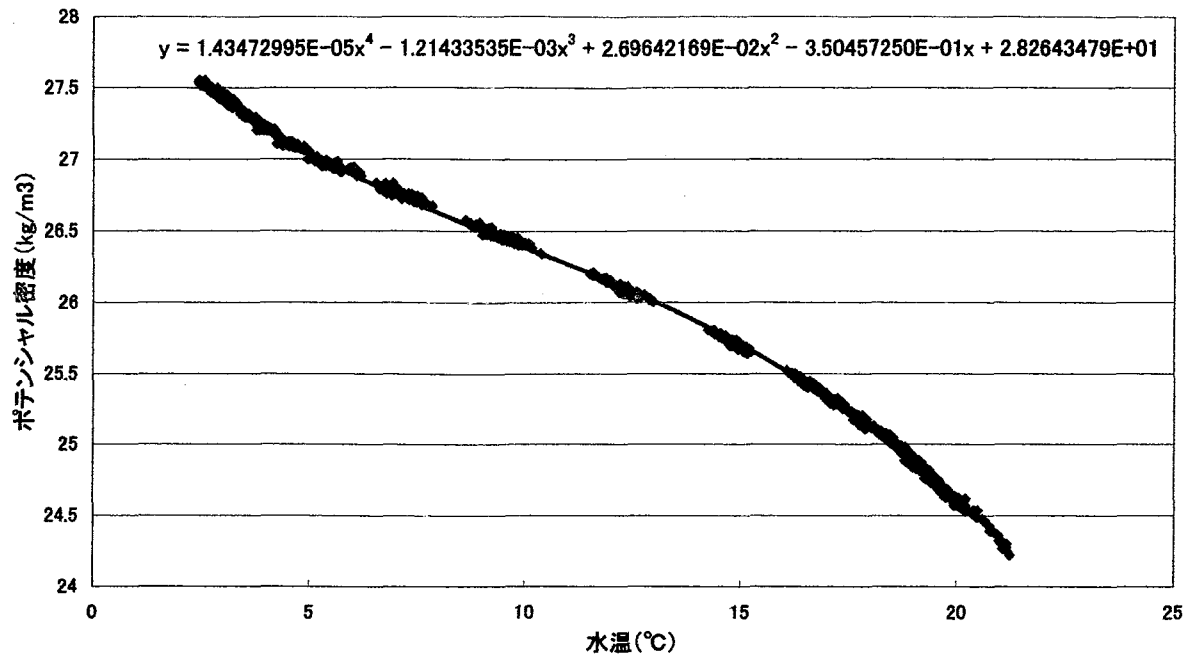


図 4.2 MR00-K02 観測航海の CTD 観測値と XCTD 観測値の鉛直プロファイル
 左図は水温プロファイル(°C)、右図は塩分プロファイル(psu)を示す。(CTD 観測値:北緯 30 度 1 分、
 XCTD 観測値:北緯 30 度 00.00 分(D)、00.24 分(E)、03 分(F)、05 分(G))

北緯27-30度の海域



北緯30-35度の海域

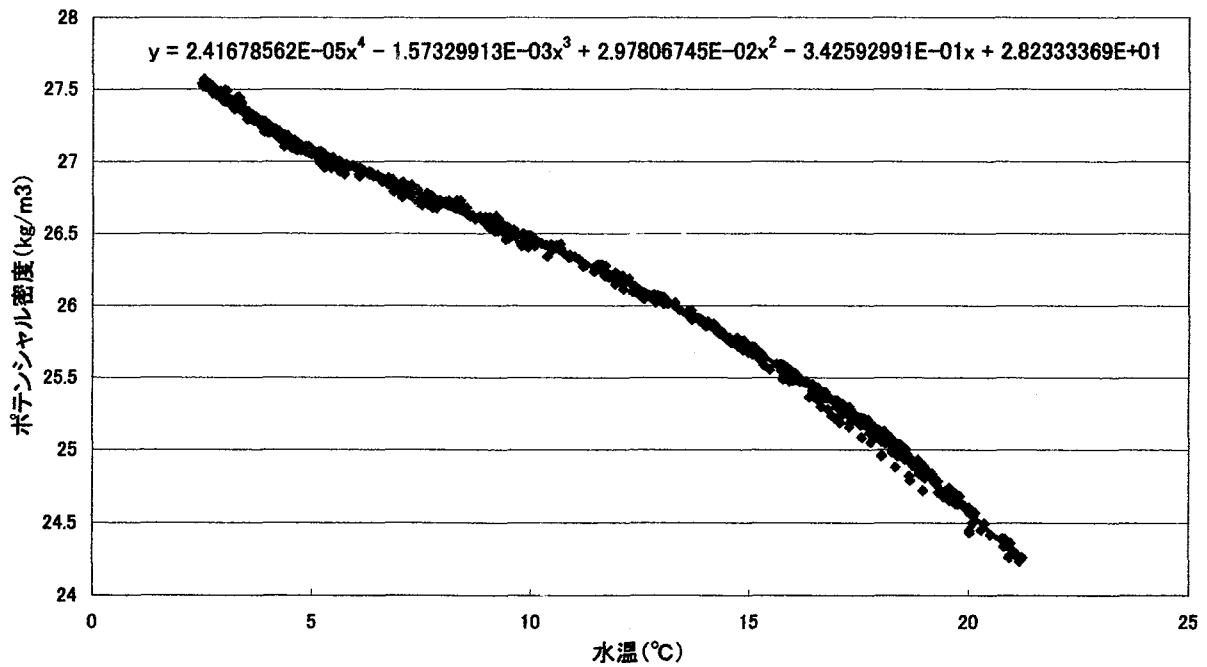


図5 WOA98 月平均気候値の水溫とポテンシャル密度の關係
(WOA98 気候値 1月～12月の水深 100-2000m のデータを使用)

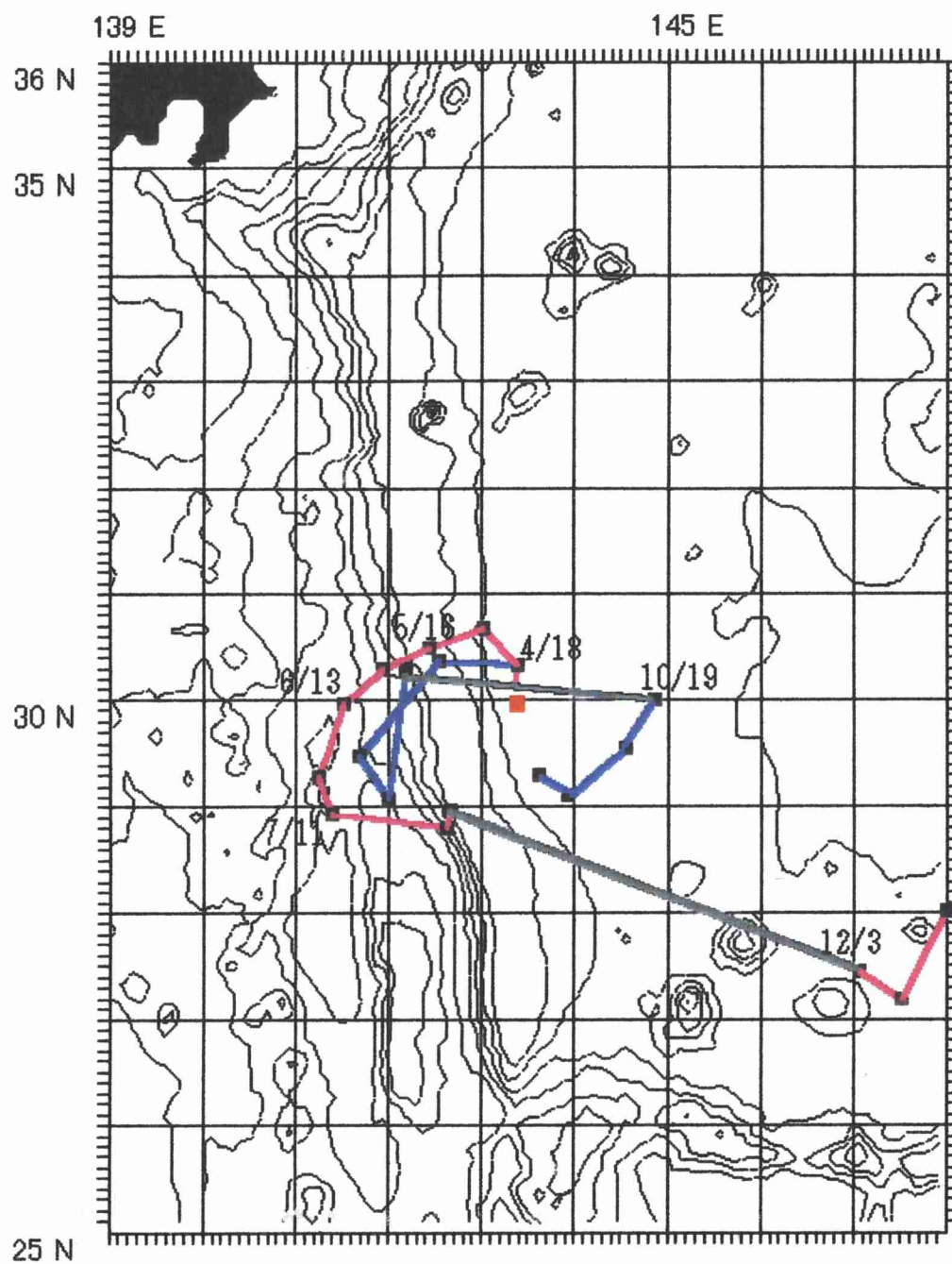


図6 中層フロートの漂流軌跡

(ピンク:観測間隔 28 日のフロート(A)、青:観測間隔 14 日のフロート(B)

灰色の線はフロートが観測をしなかった期間の推定軌跡)

黒:MR00-K02 Mar 21 2000 30-01N 143-18.44E
赤:フロート 4/18 30.125N143.355E

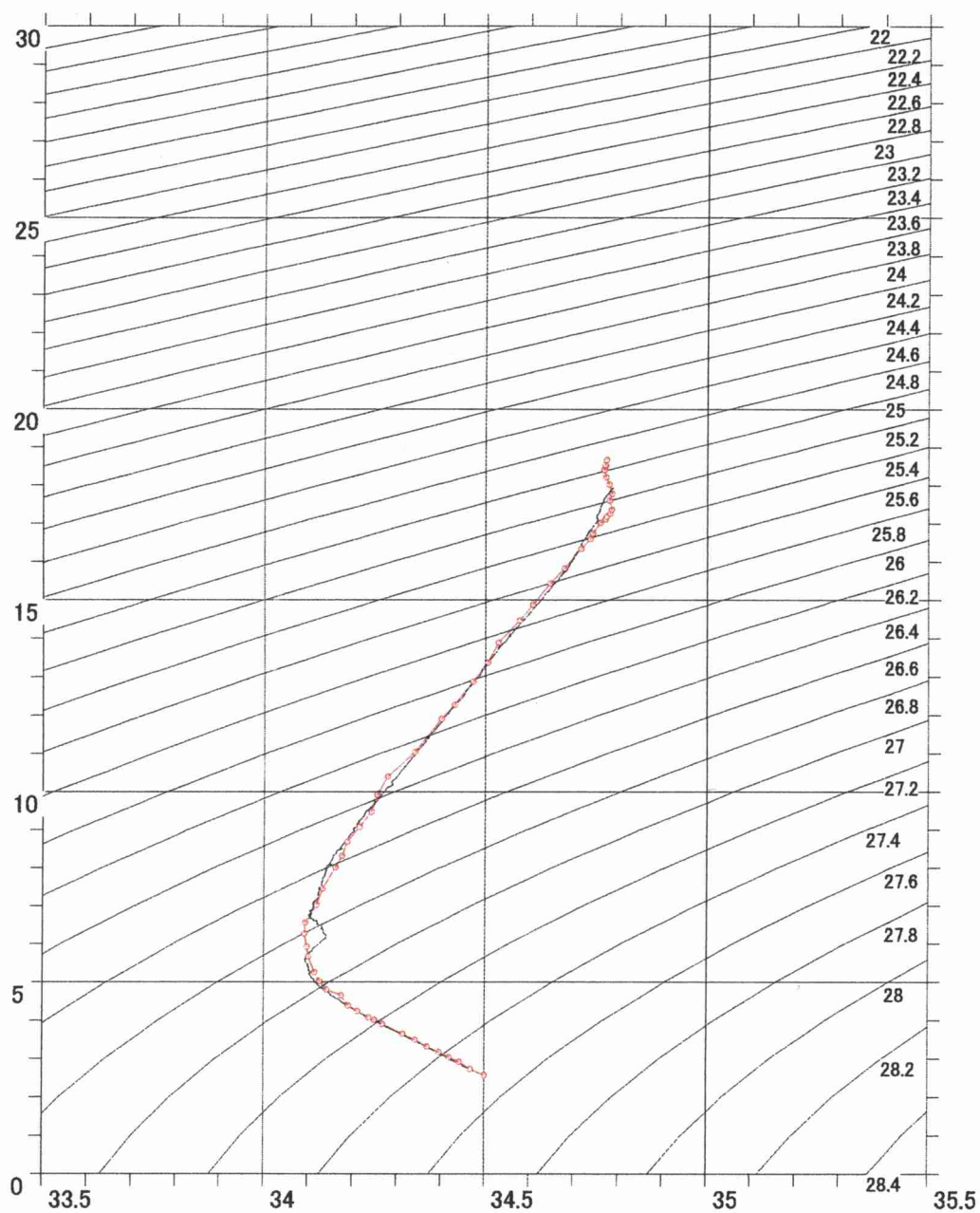


図 7.1 MR00-K02 の CTD 観測値とフロート A の観測値の TS 図
(横軸:塩分(psu)、縦軸:水温(°C)、等値線はポテンシャル密度(kg/m³))

黒:MR00-K02 Mar 21 2000 30-01N 143-18.44E
赤:フロート 4/4 30.32N143.392E

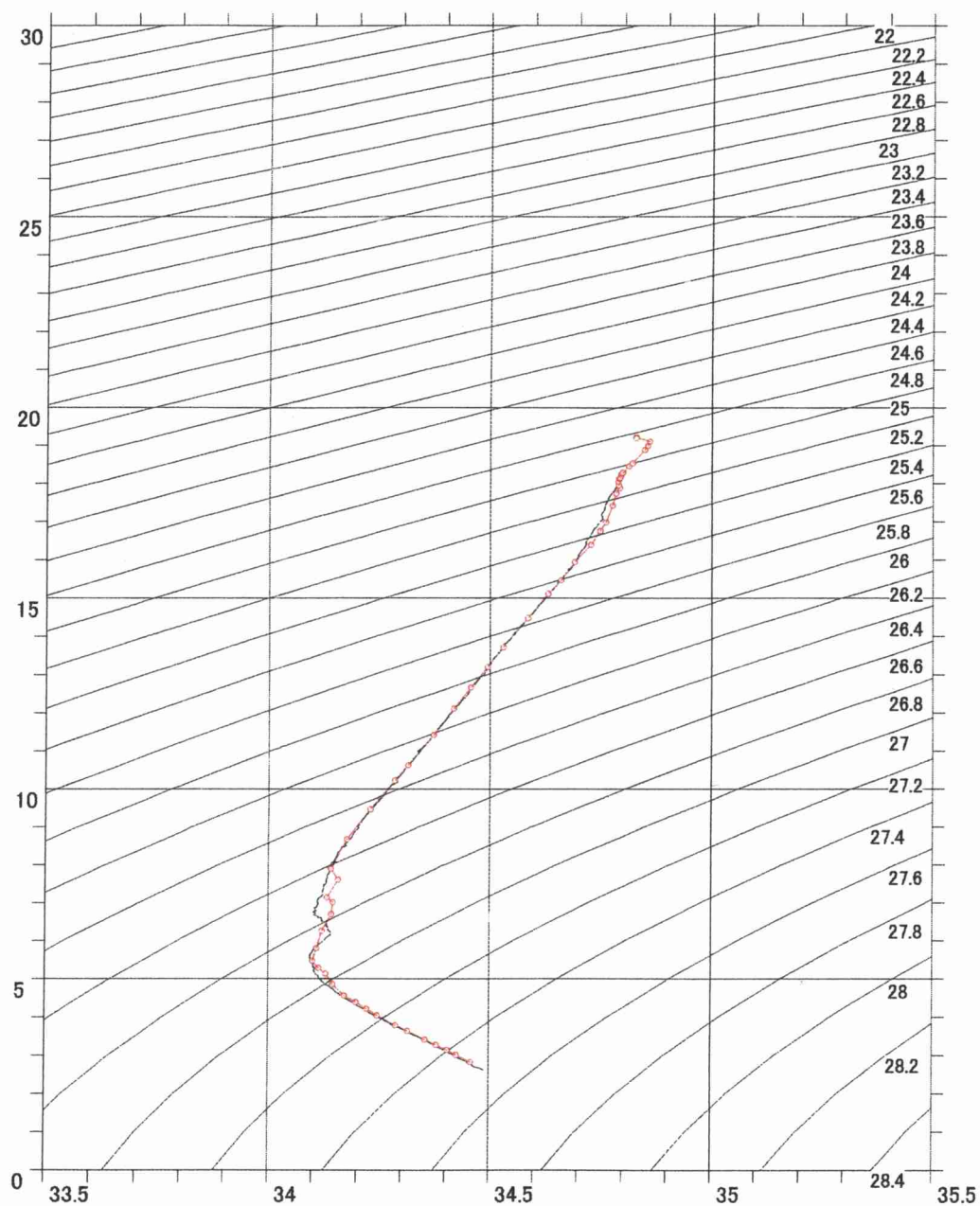


図 7.2 MR00-K02 の CTD 観測値とフロート B の観測値の TS 図
(横軸:塩分(psu)、縦軸:水温(°C)、等値線はポテンシャル密度(kg/m³))

赤: フロート2000-07-11 29.079N 141.995E
 黒: 天洋観測点7/14 29.085N 141.995E

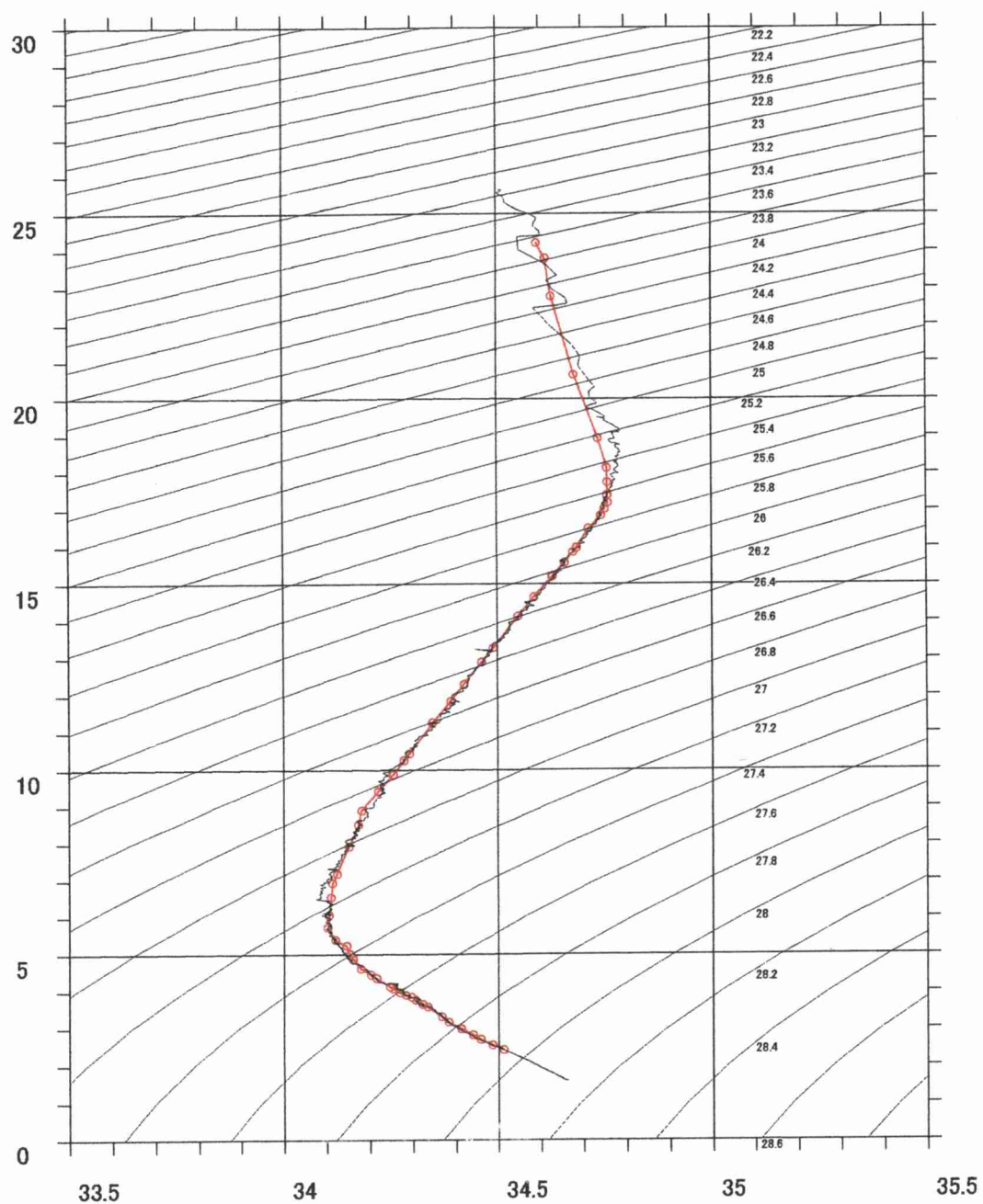


図 8.1 天洋 CTD 観測値とフロート A の観測値の TS 図
 (横軸: 塩分 (psu)、縦軸: 水温 (°C)、等値線はポテンシャル密度 (kg/m^3))

赤: フロート2000-07-11 28.933N 141.403E
 黒: 天洋観測点7/14 29.085N 141.995E

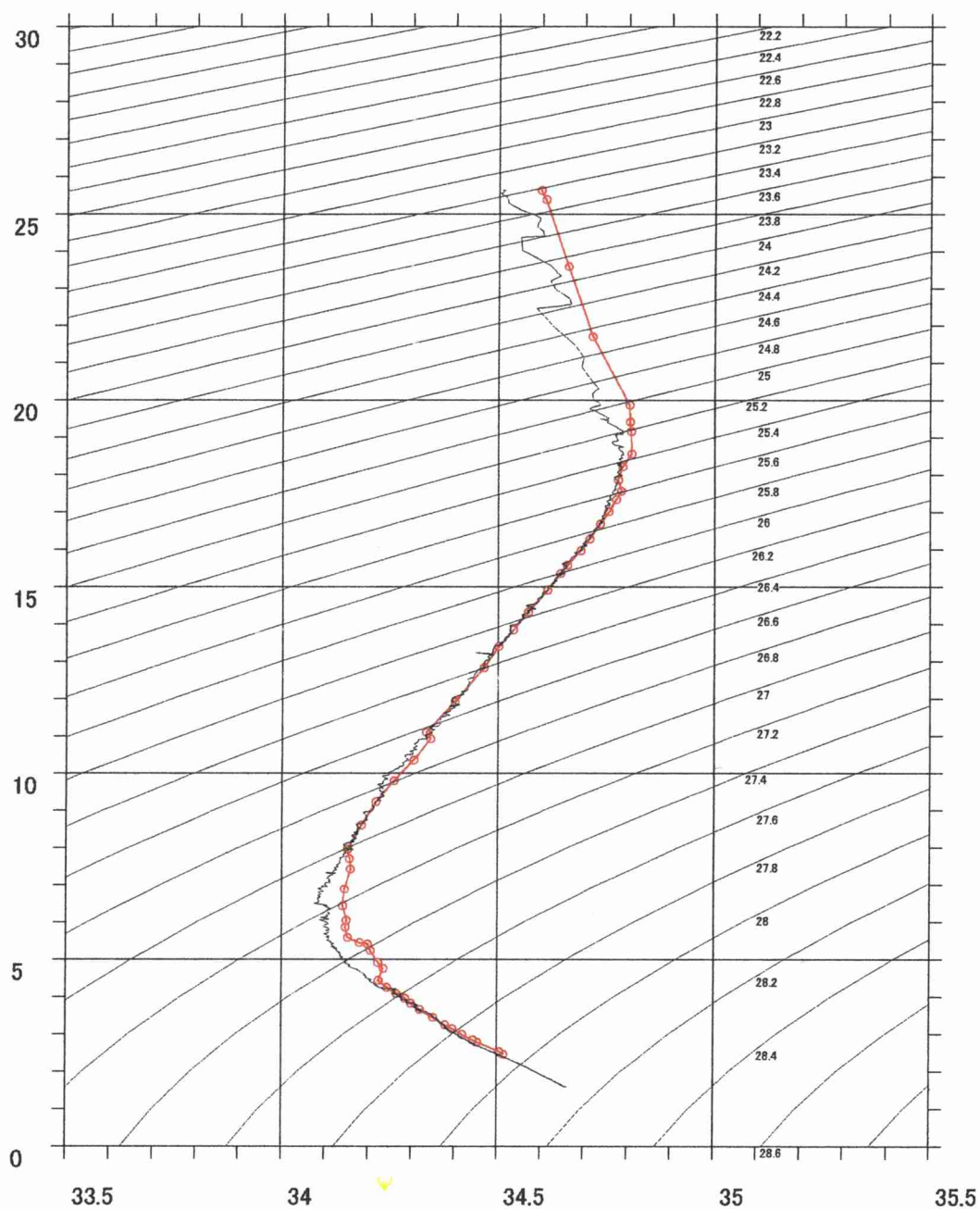


図 8.2 天洋 CTD 観測値とフロート B の観測値の TS 図
 (横軸: 塩分 (psu)、縦軸: 水温 (°C)、等値線はポテンシャル密度 (kg/m^3))

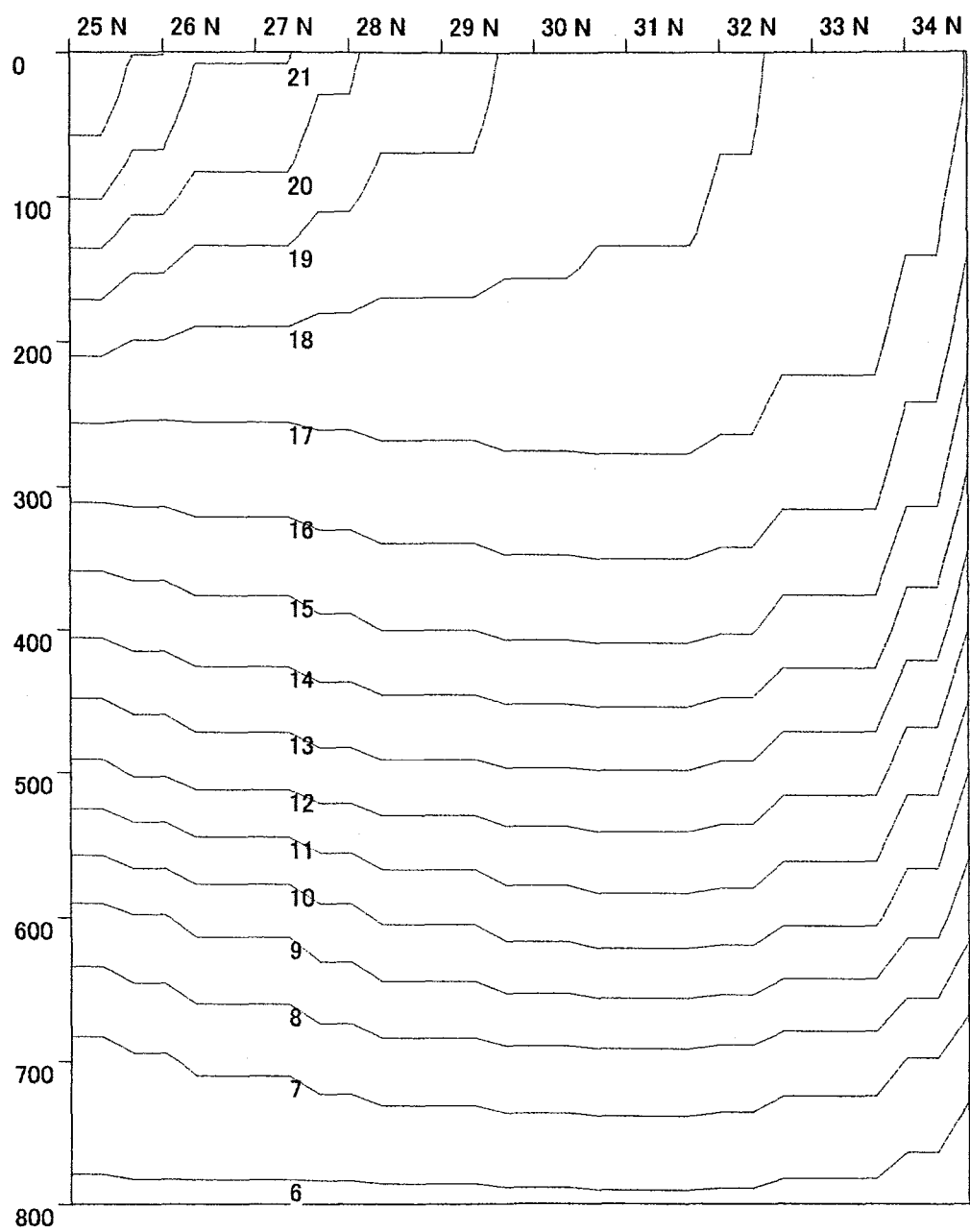


図 9.1 WOA98 月平均値における MR00-K02 測線に沿った水温の鉛直断面図(°C)

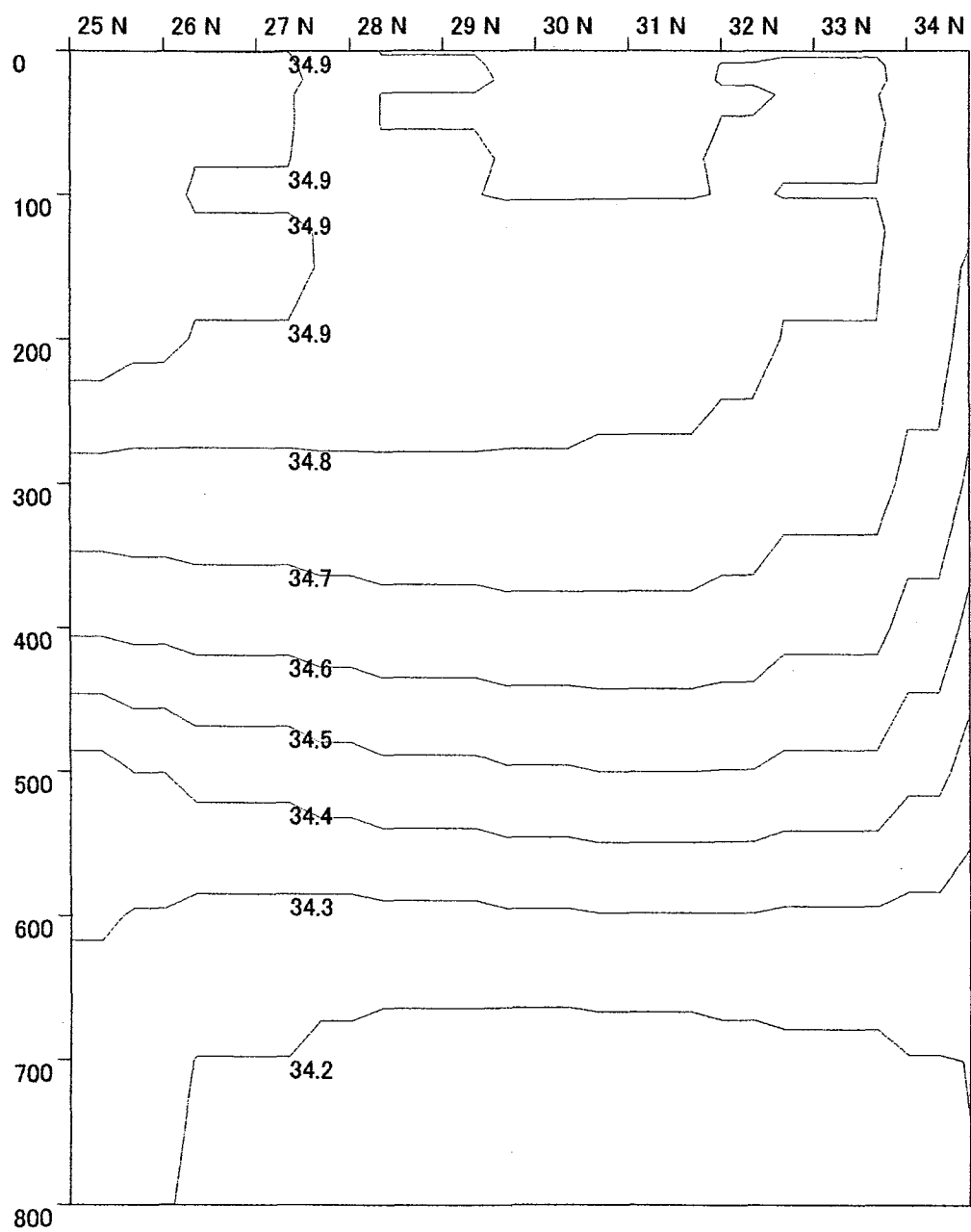


図 9.2 WOA98 月平均値における MR00-K02 測線に沿った塩分の鉛直断面図 (psu)

赤: フロート 2000-04-0430.125N 143.355E
黒: WOA月平均(3月) 29.5N142.5E

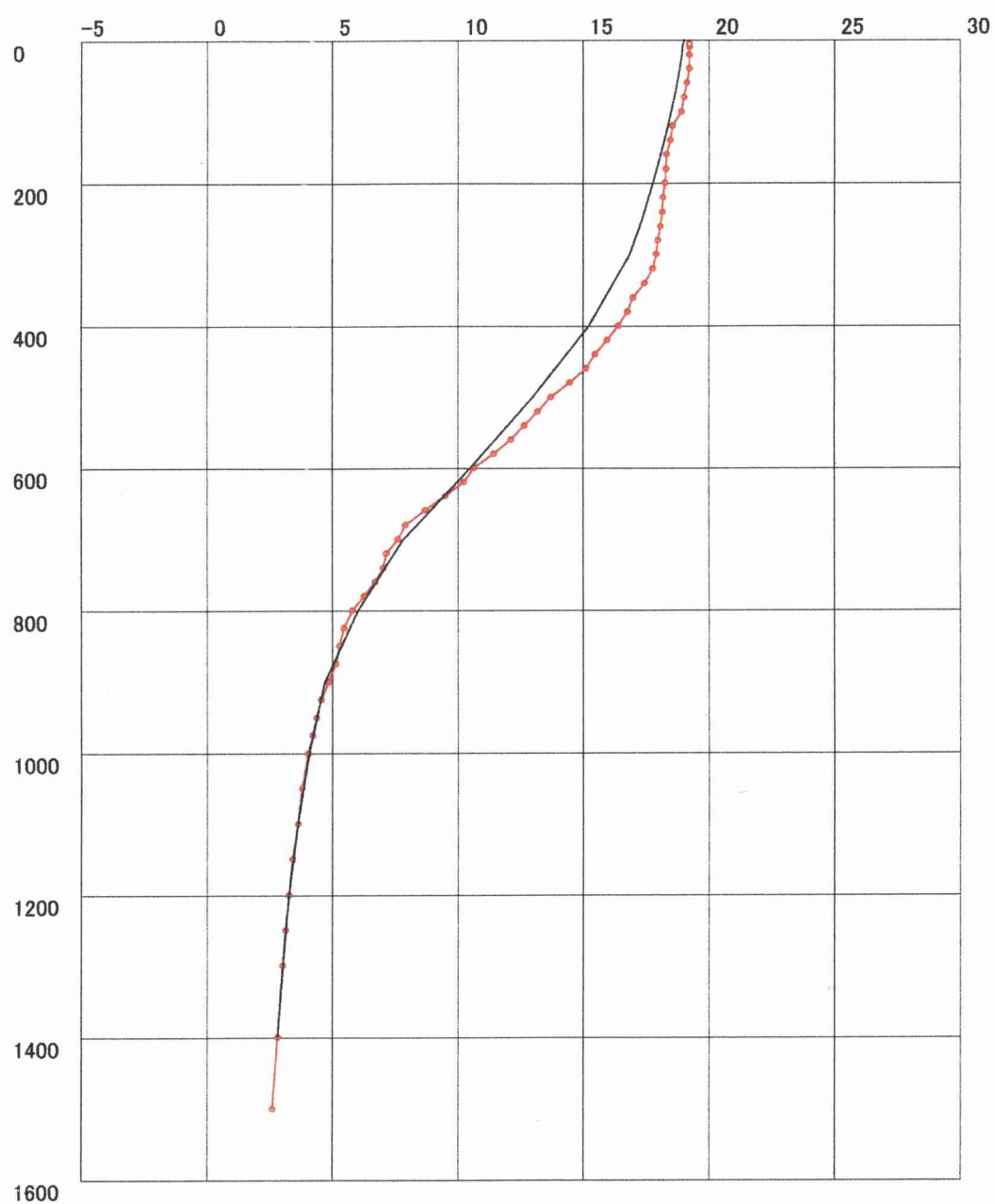


図 9.3 WOA98 月平均値(3月)とフロート B の水温鉛直プロファイル(°C)

赤: フロート 2000-04-0430.125N 143.355E
黒: WOA月平均(3月) 29.5N142.5E

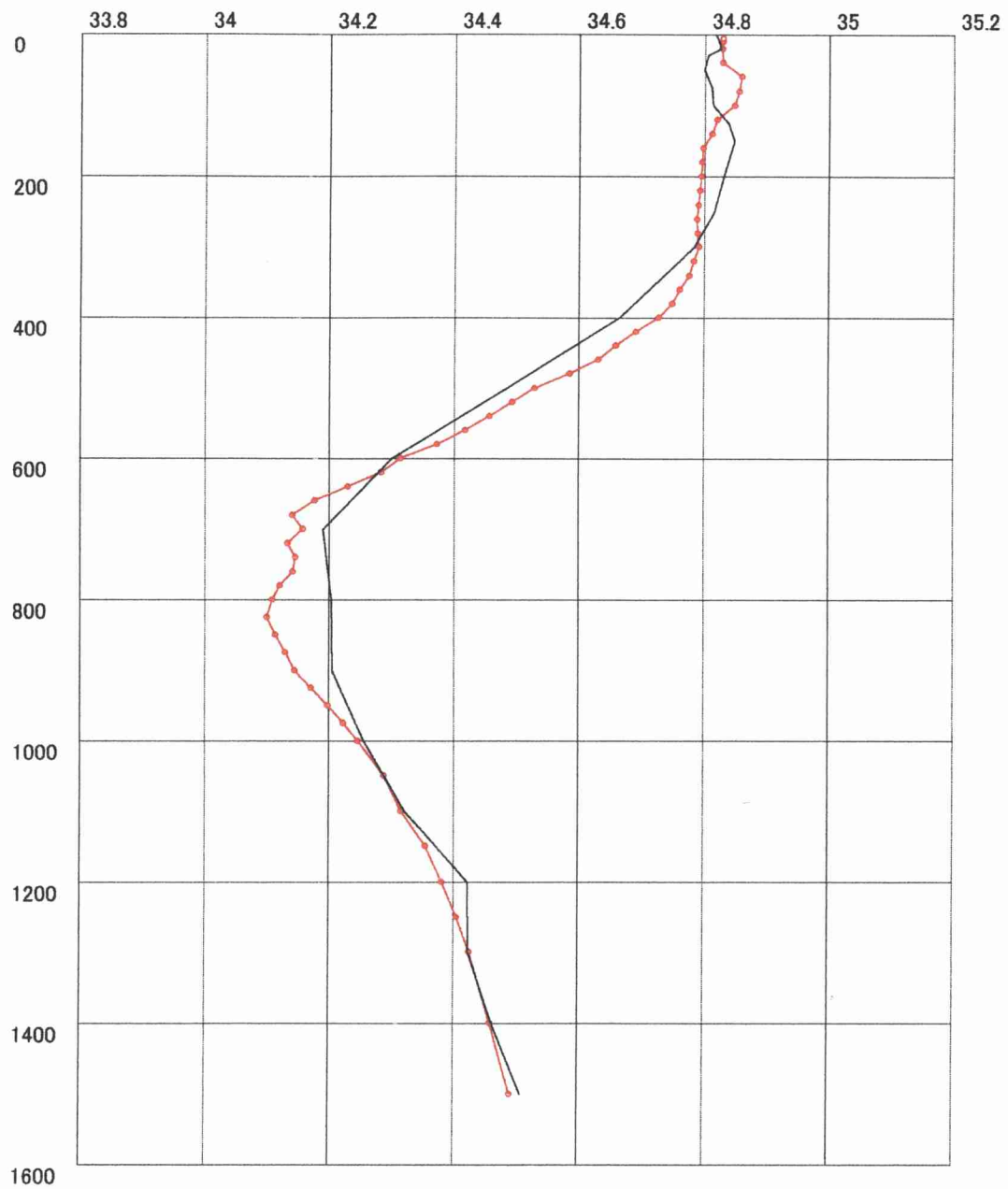


図 9.4 WOA98 月平均値(3 月)とフロート B の塩分鉛直プロファイル(psu)

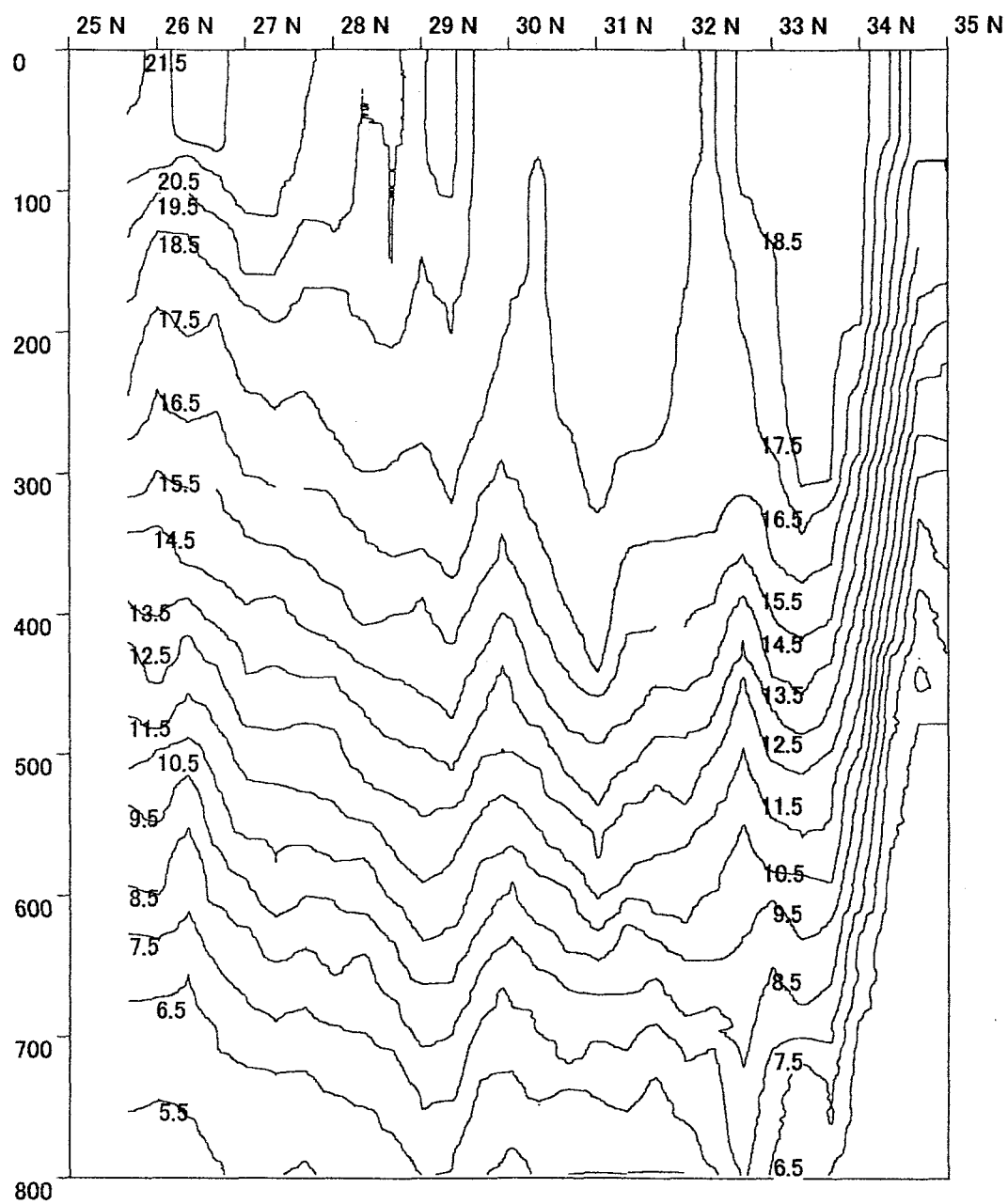


図 10.1 MR00-K02 の XCTD 測線に沿った水温の鉛直断面図(°C)

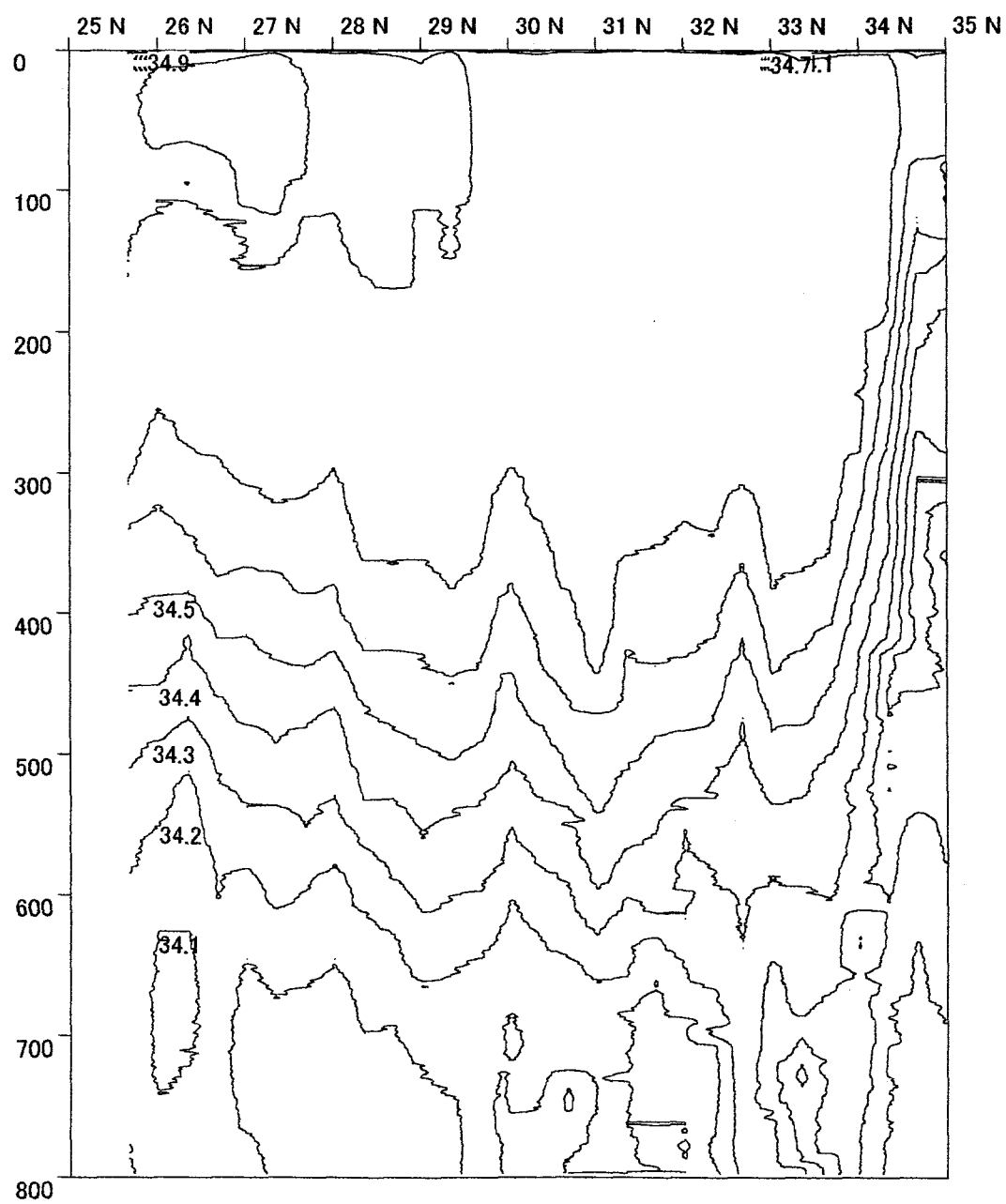


図 10.2 MR00-K02 の XCTD 測線に沿った塩分の鉛直断面図 (psu)

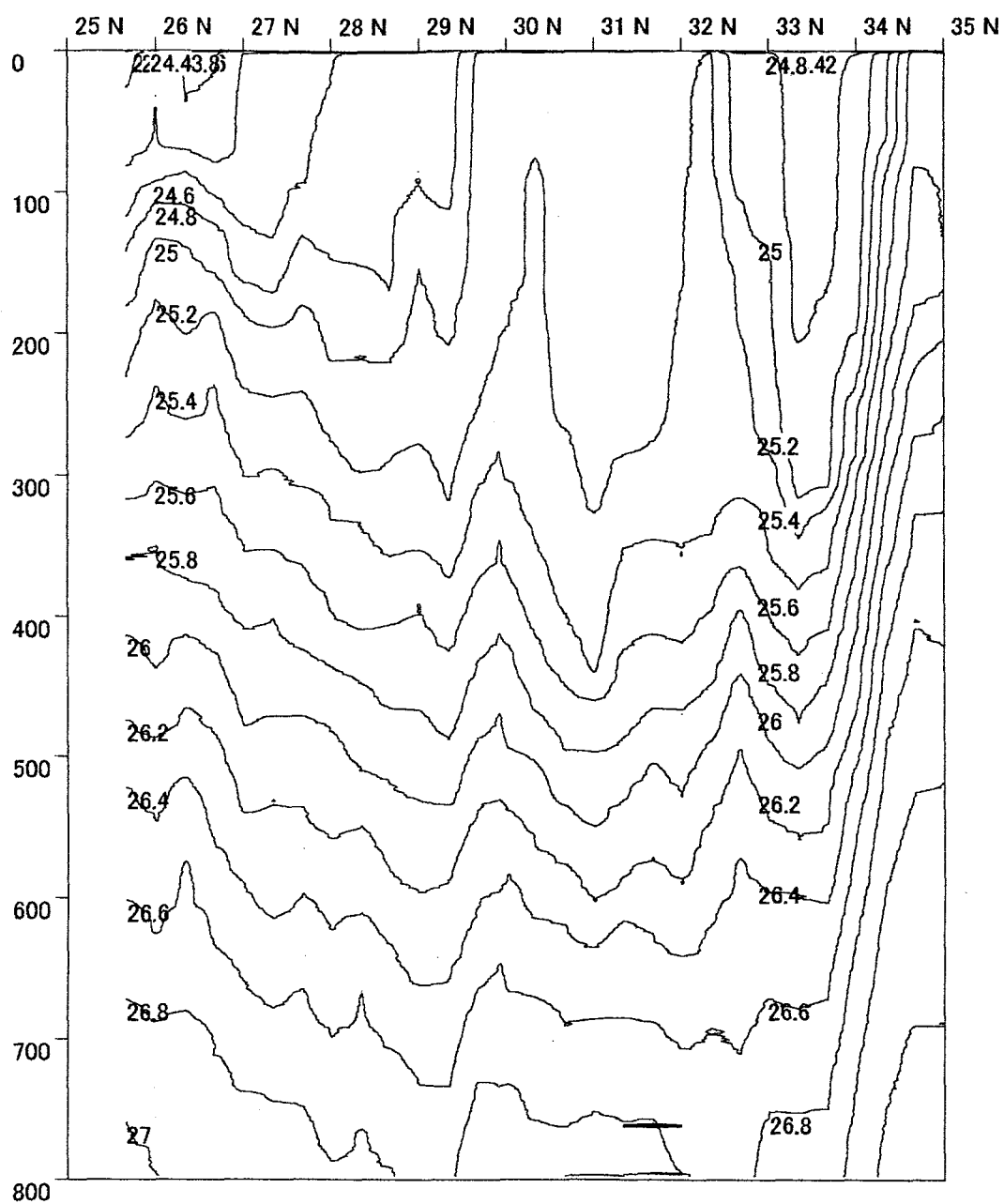


図 10.3 MR00-K02 の XCTD 測線に沿ったポテンシャル密度の鉛直断面図 (kg/m^3)

赤: WOAの月平均値(3月) 29.5N142.5E
黒: MR00-K02 Mar 21 2000 30-01.03N 143-18.44E

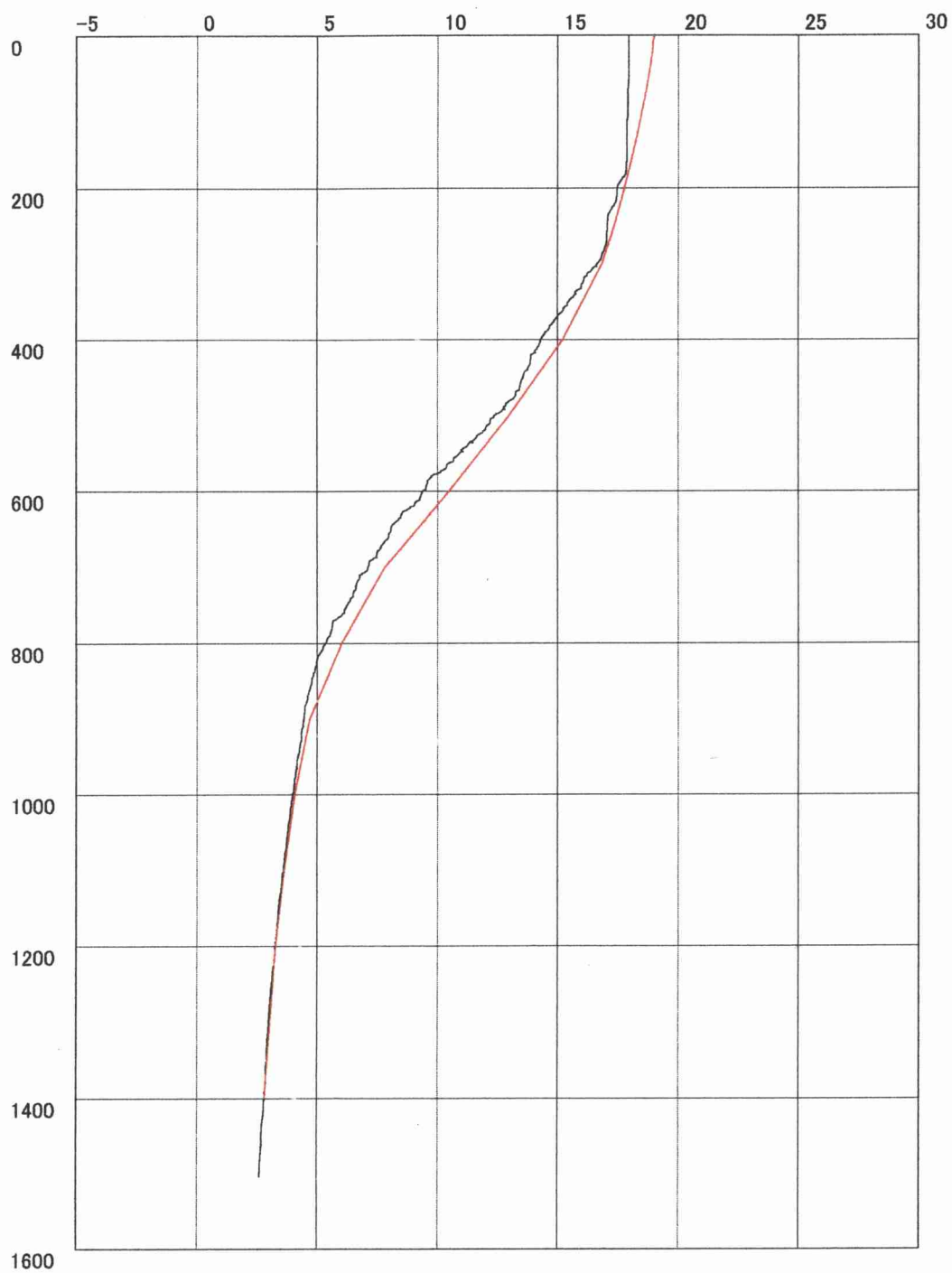


図 10.4 MR00-K02 の CTD 観測値と WOA98 月平均値の水温プロファイル(°C)

赤: WOAの月平均値(3月) 29.5N142.5E
 黒: MR00-K02 Mar 21 2000 30-01.03N 143-18.44E



図 10.5 MR00-K02 の CTD 観測値と WOA98 月平均値の塩分プロファイル (psu)

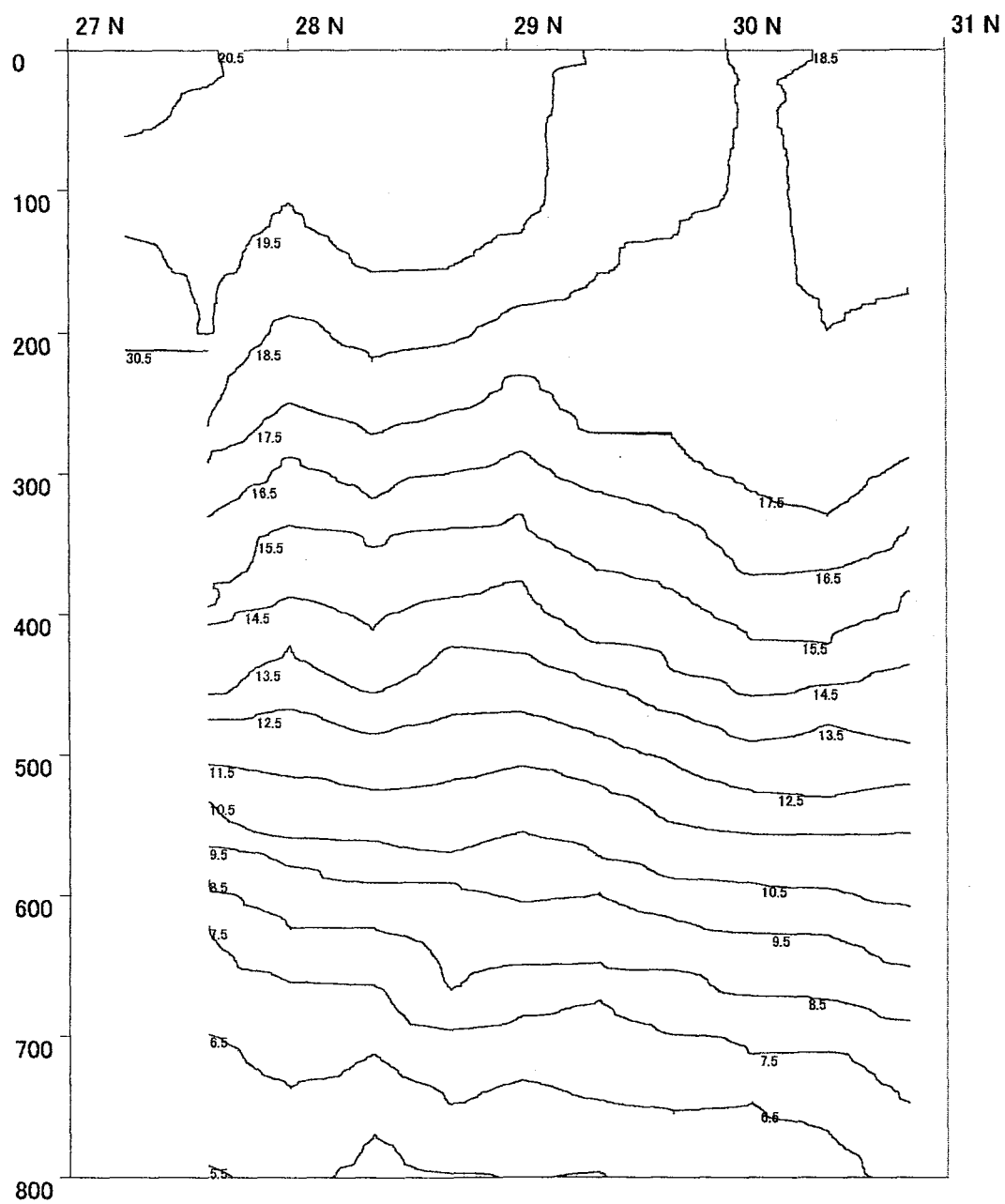


図 11.1 3 月の TOLEX/XBT 測線に沿った水温の鉛直断面図(°C)
(北緯 27~31 度ライン)

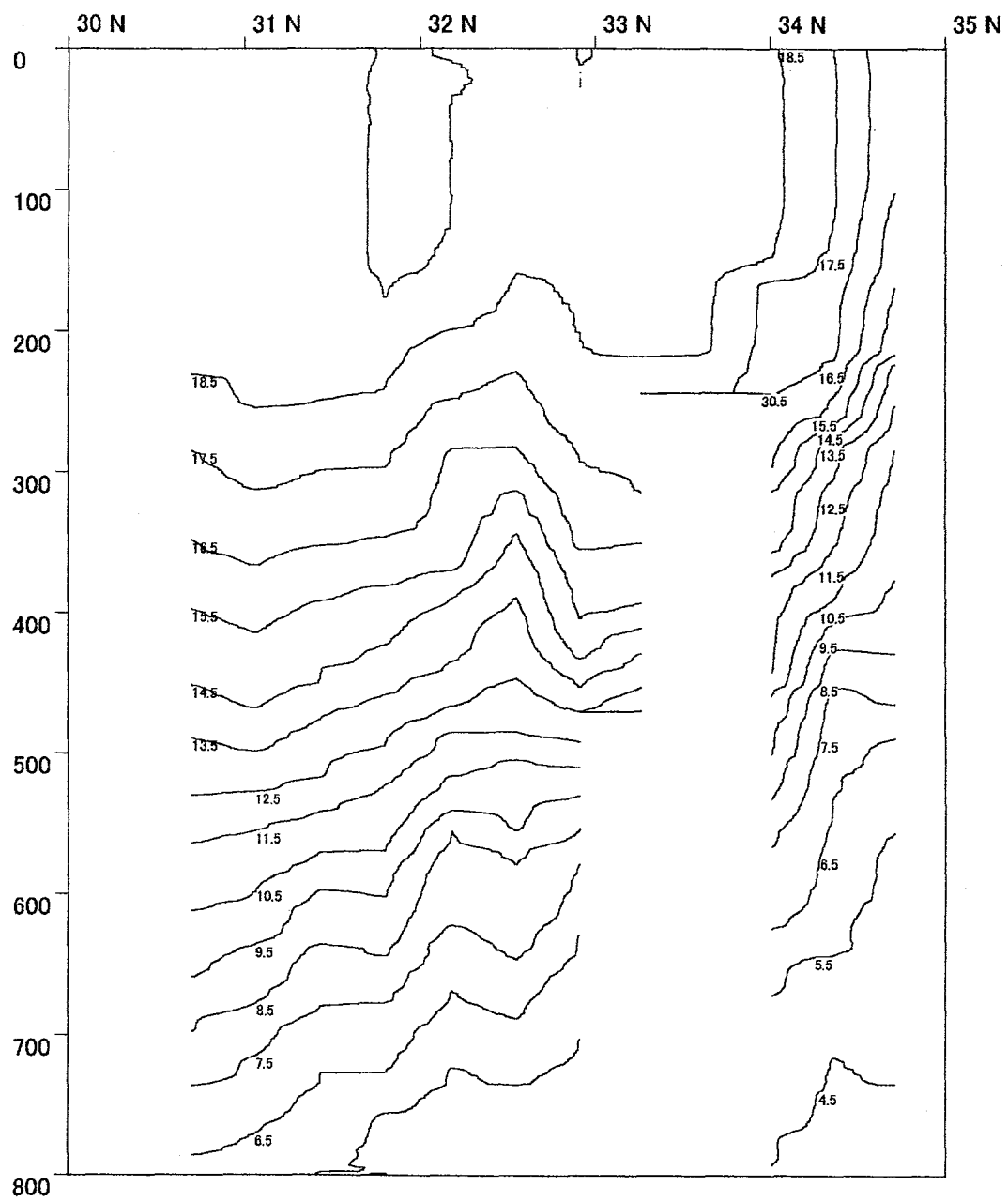


図 11.2 3 月の TOLEX/XBT 測線に沿った水温の鉛直断面図(°C)
(北緯 31~35 度ライン)

黒:TOLEX-XBT 03/14 29.75 N 141.18 E
青:MR00-K02 Mar 21 2000 30-01.03N 143-18.44E

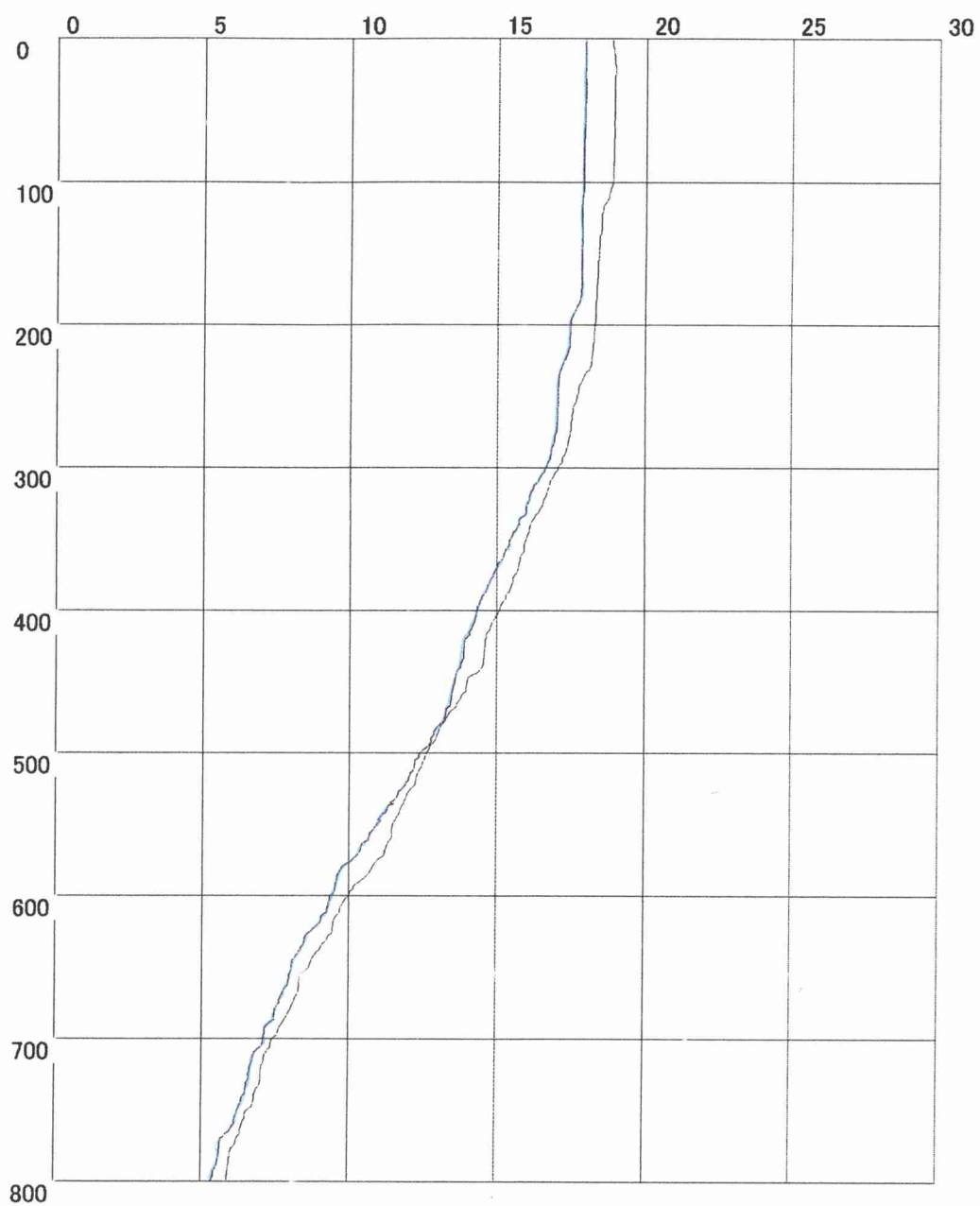


図 11.3 TOLEX/XBT 観測値と MR00-K02 の CTD 観測値の水温プロファイル(°C)

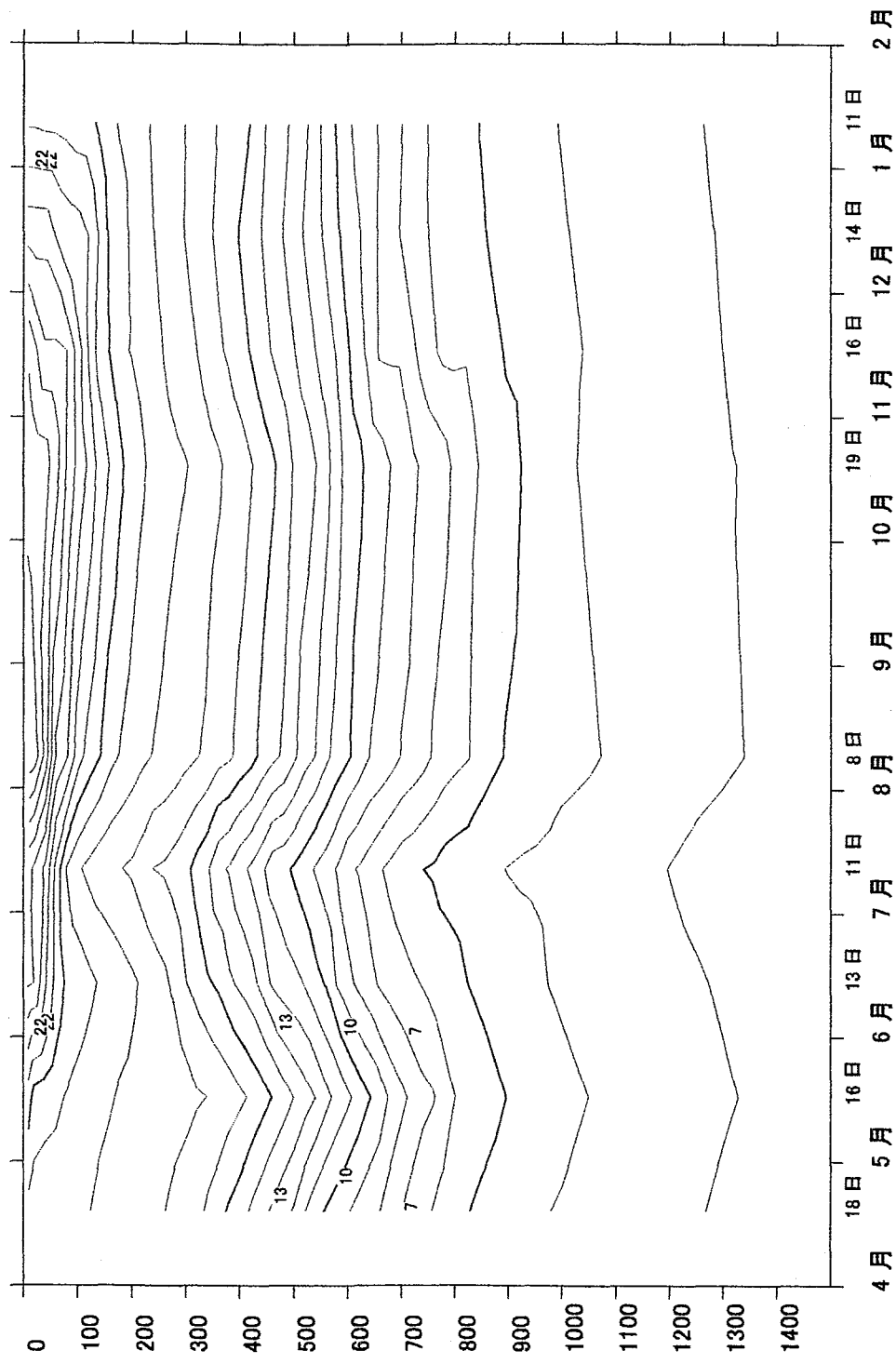


図 12.1 フロート A(28 日間隔)の時間-深度断面図(水温:°C)

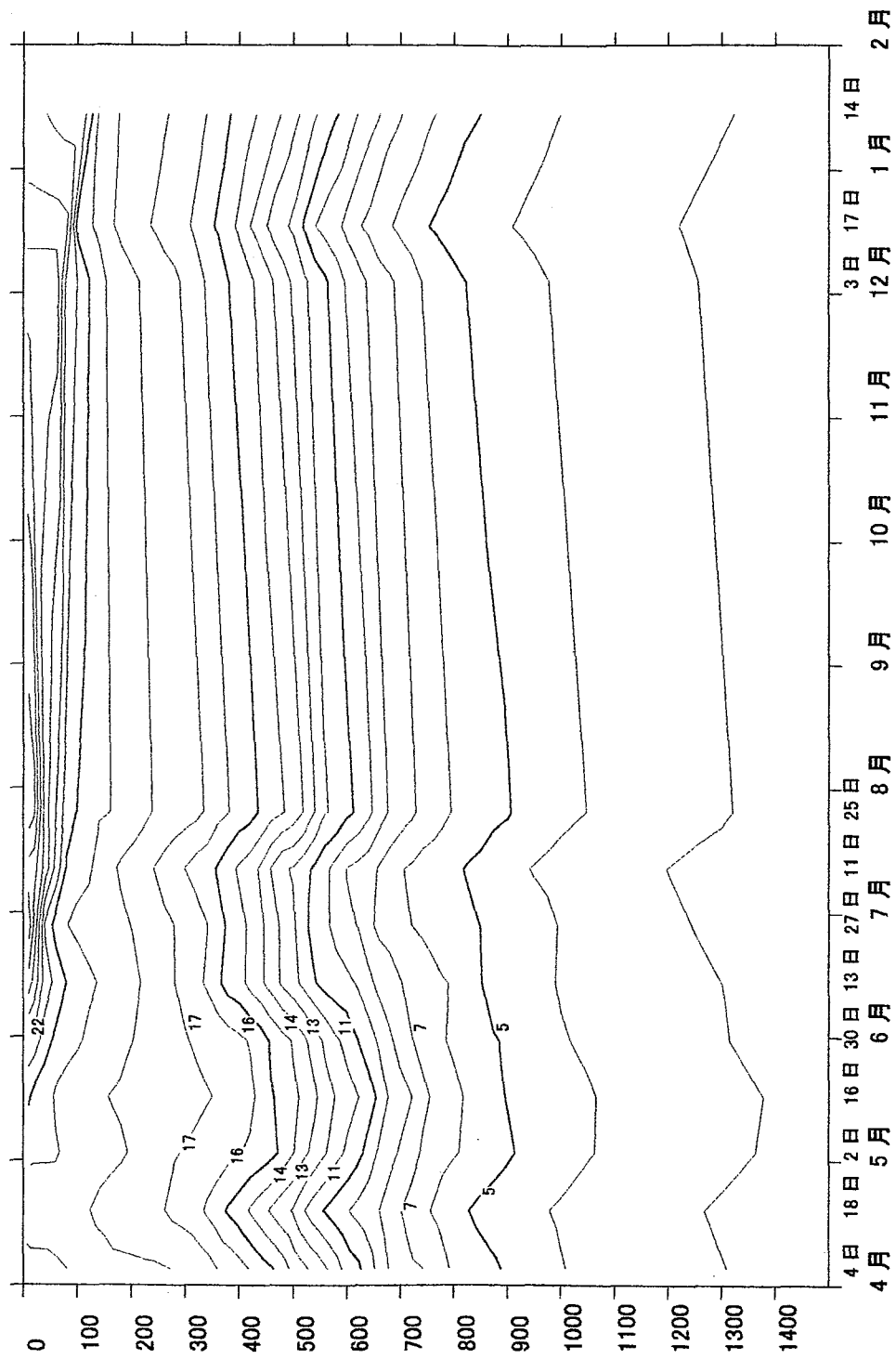


図 12.2 フロート B(14 日間隔)の時間-深度断面図(水温:°C)

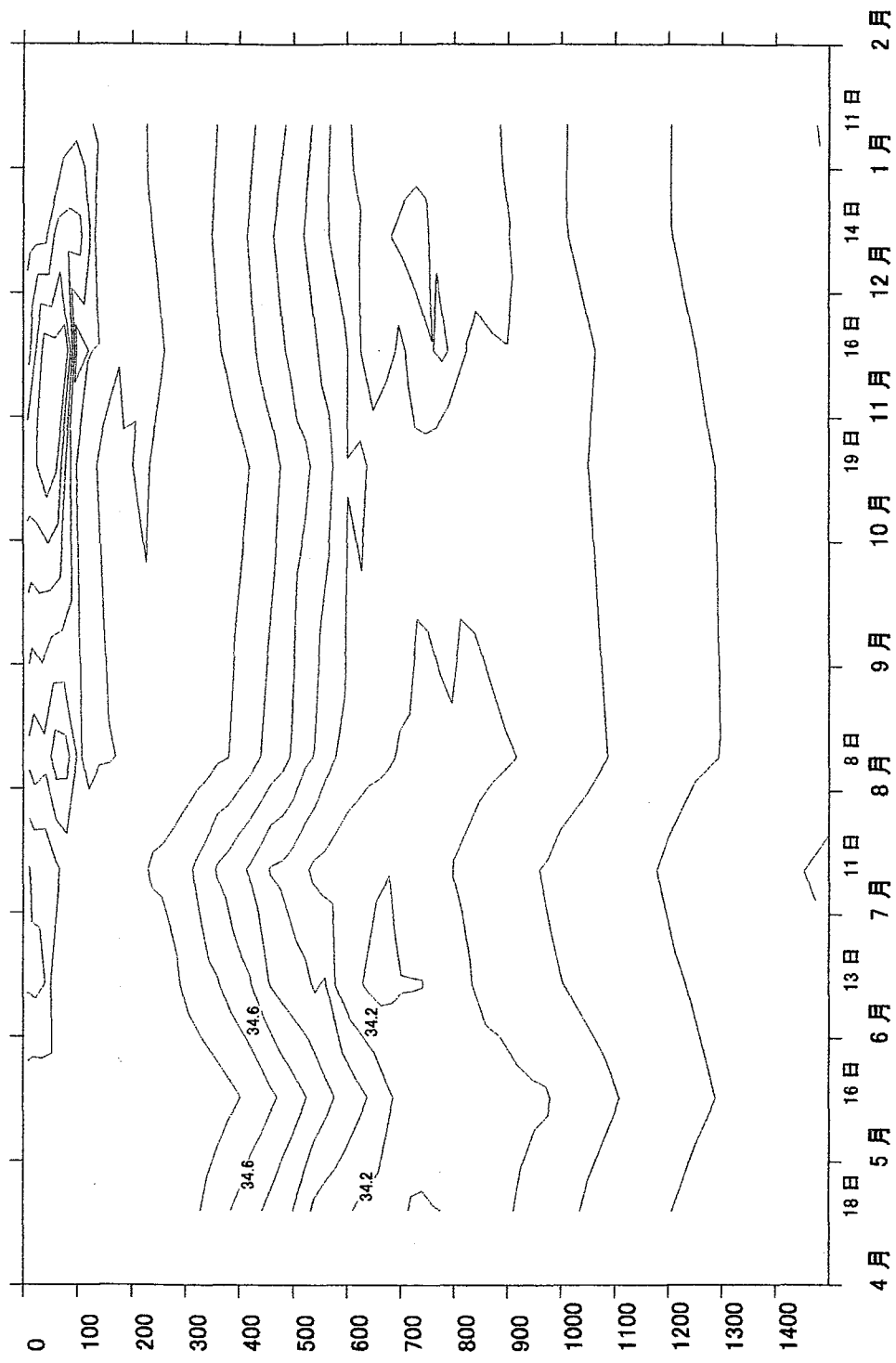


図 12.3 フロート A(28 日間隔)の時間-深度断面図 (塩分:psu)

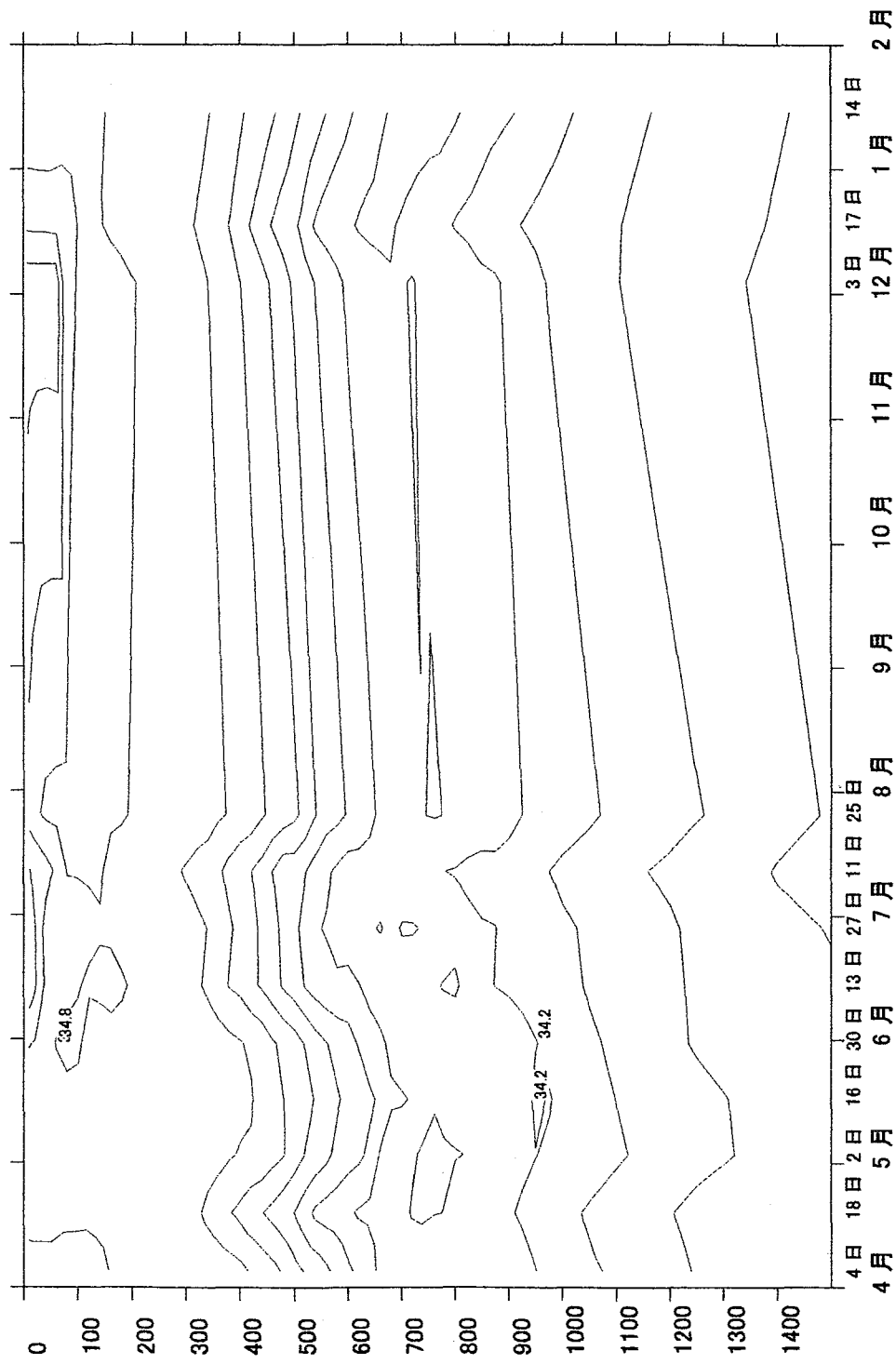


図 12.4 フロート B(14 日間隔)の時間-深度断面図(塩分:psu)

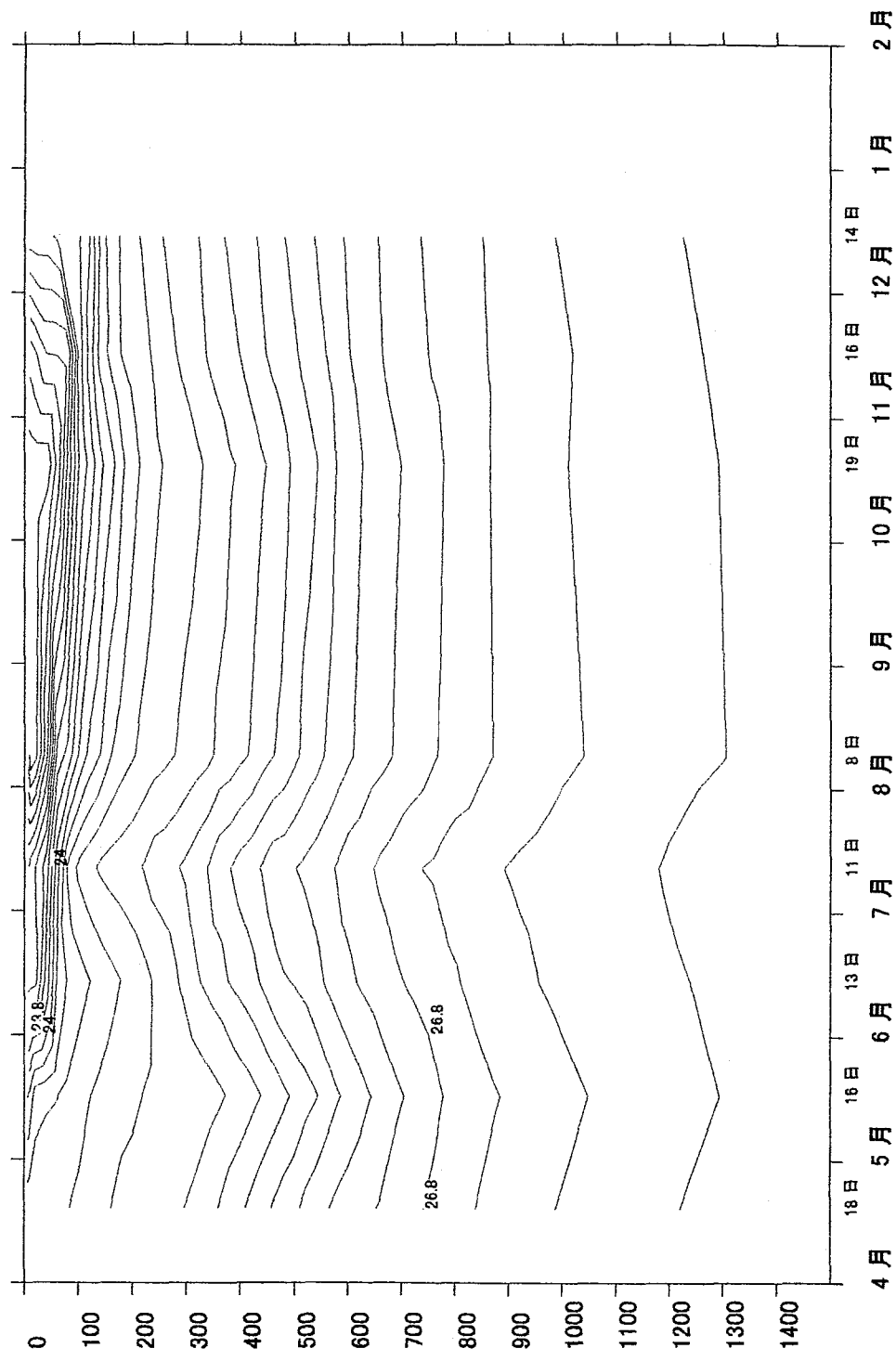


図 12.5 フロート A(28 日間隔)の時間-深度断面図 (ポテンシャル密度: kg/m^3)

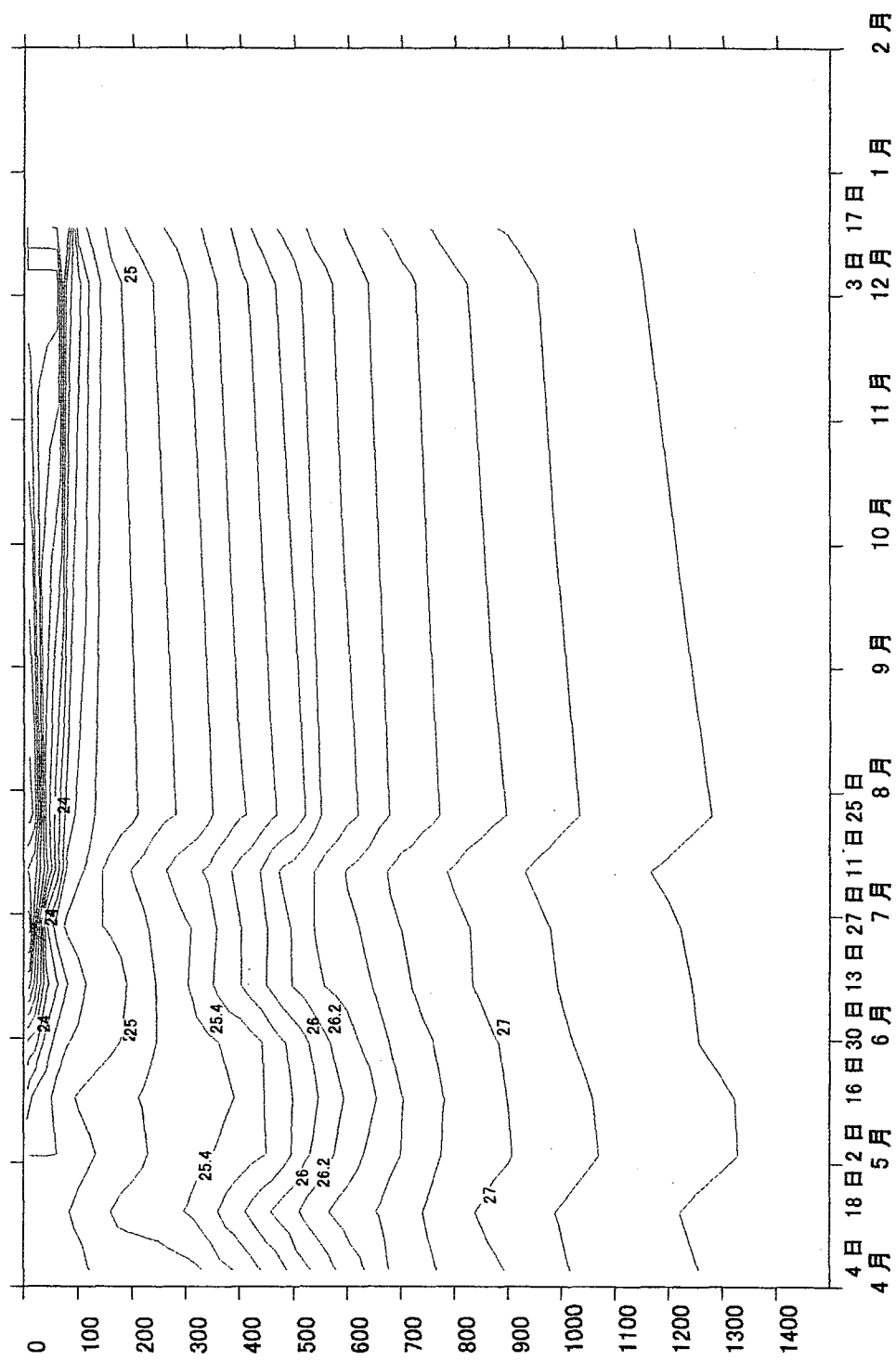
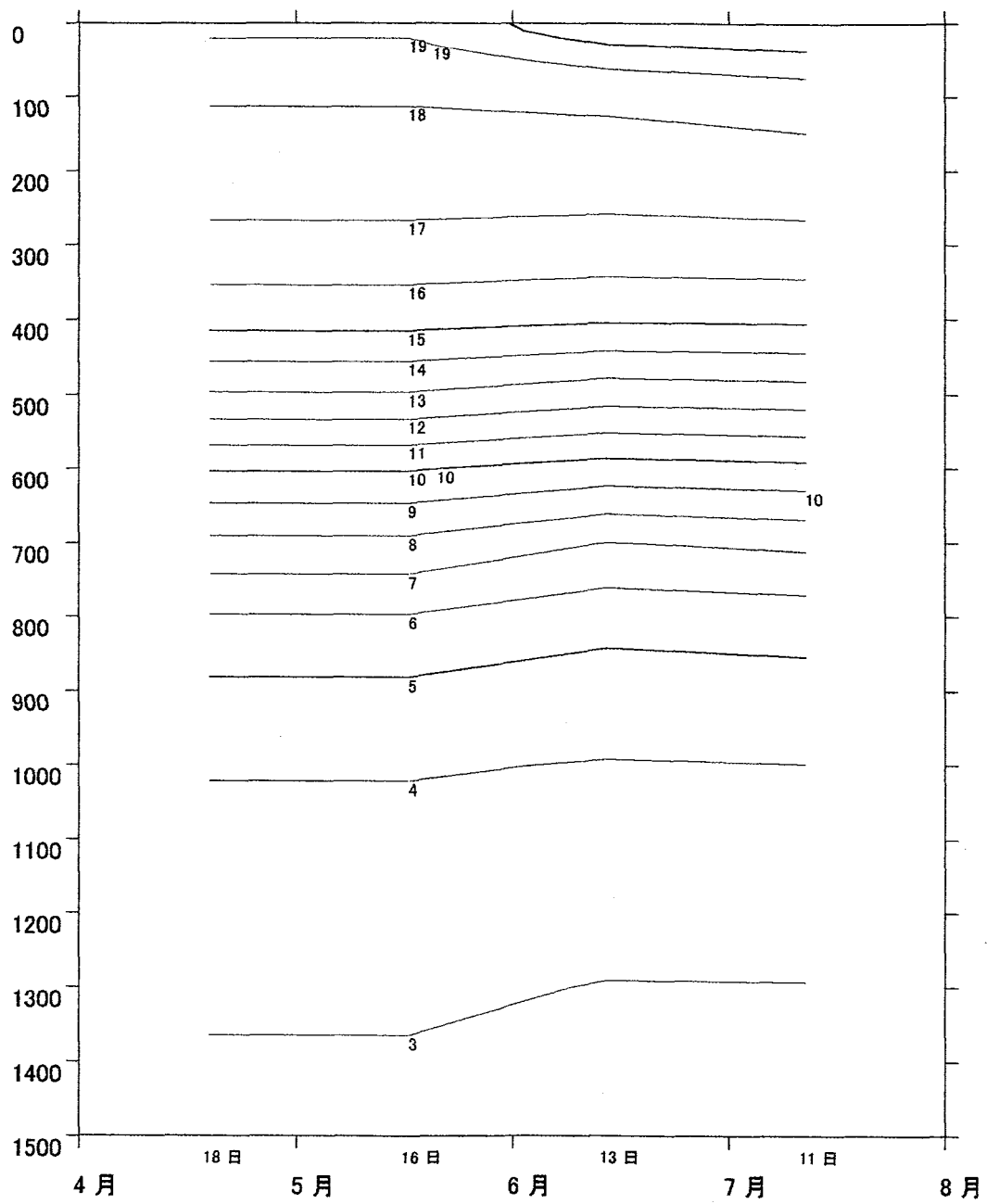
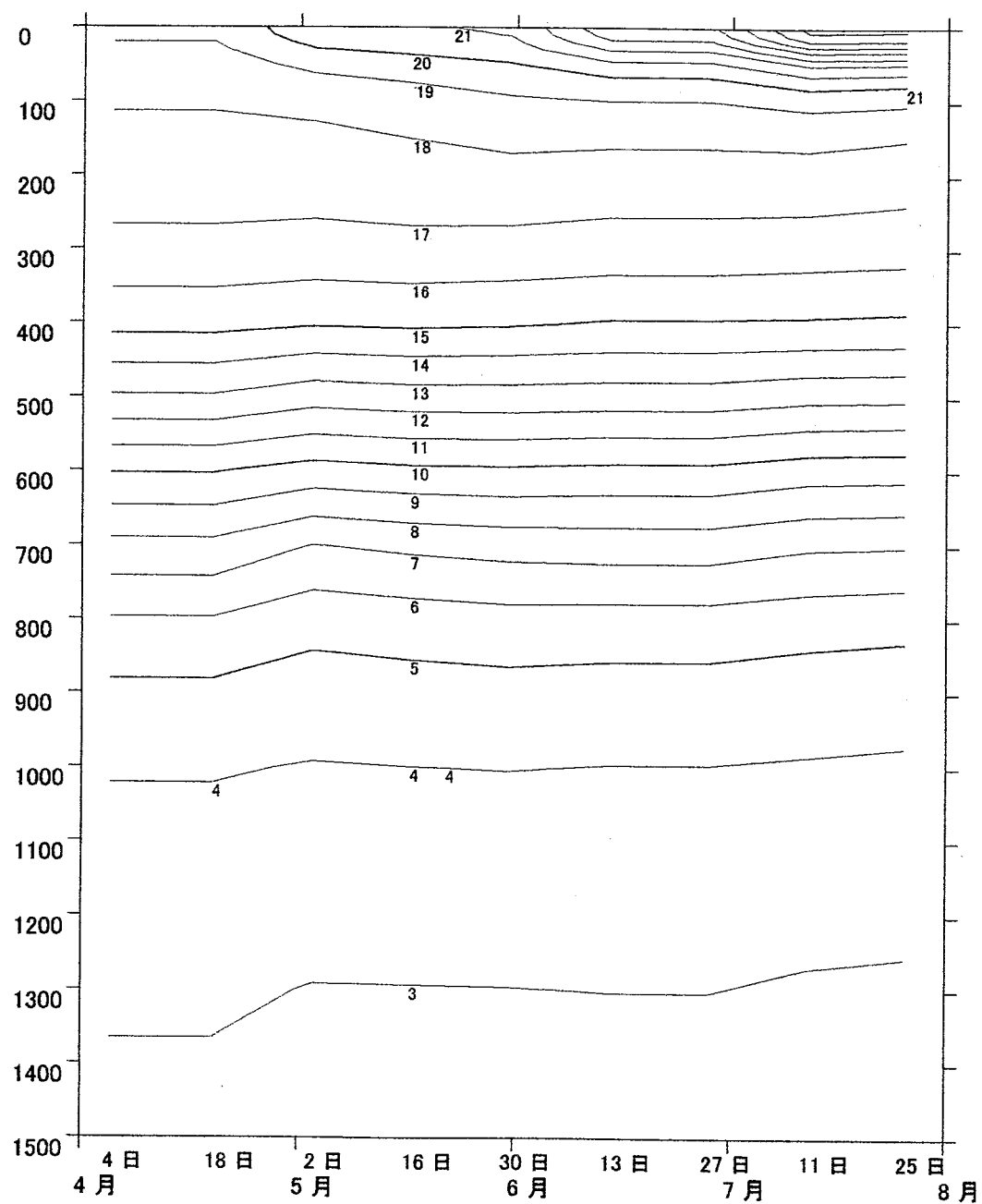


図 12.6 フロート B(14 日間隔)の時間-深度断面図 (ポテンシャル密度: kg/m^3)



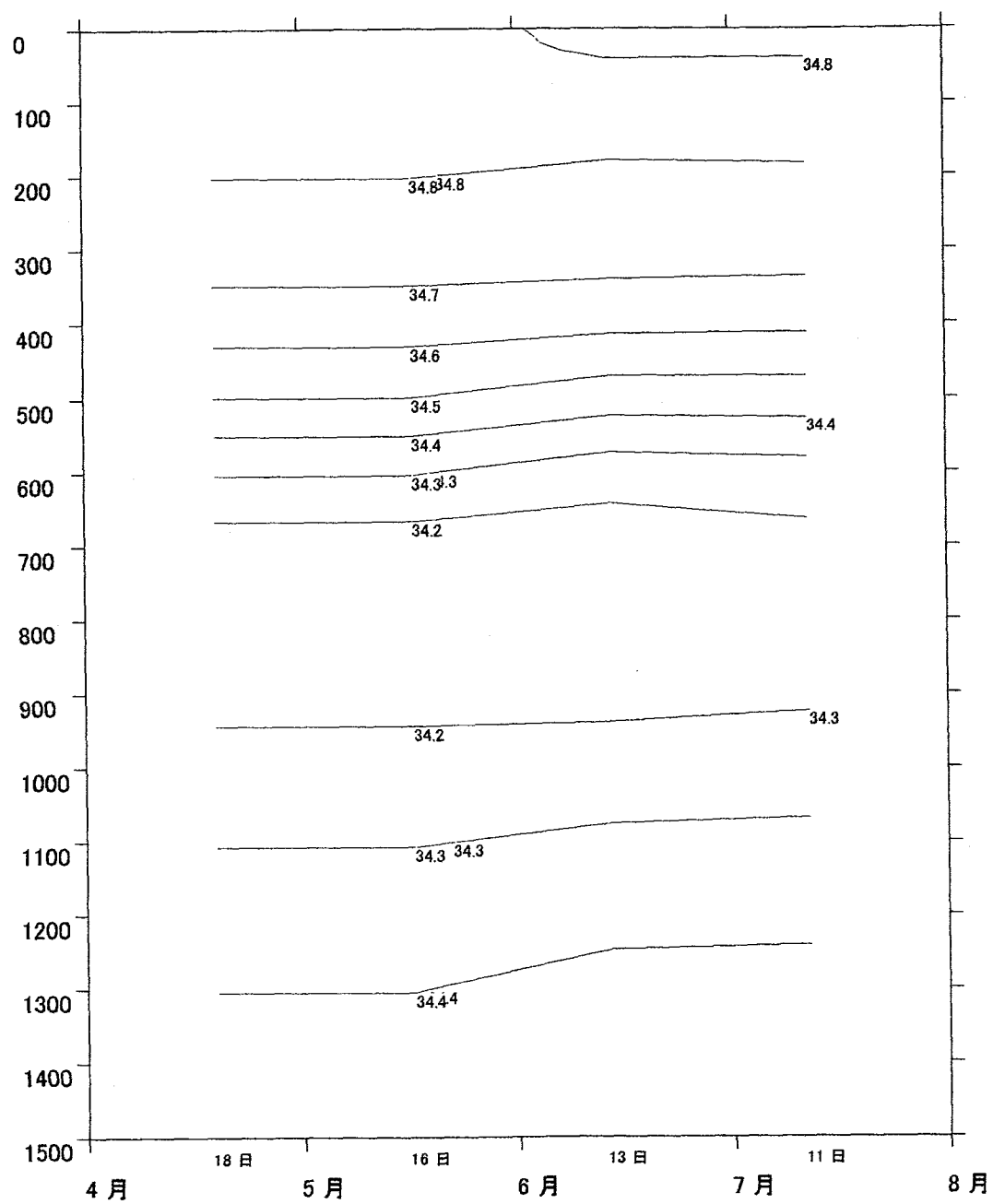
float28935 Salinity(psu)

図 13.1 WOA98 月平均値におけるフロート A の漂流路に沿った時間-深度断面図
水温(°C)



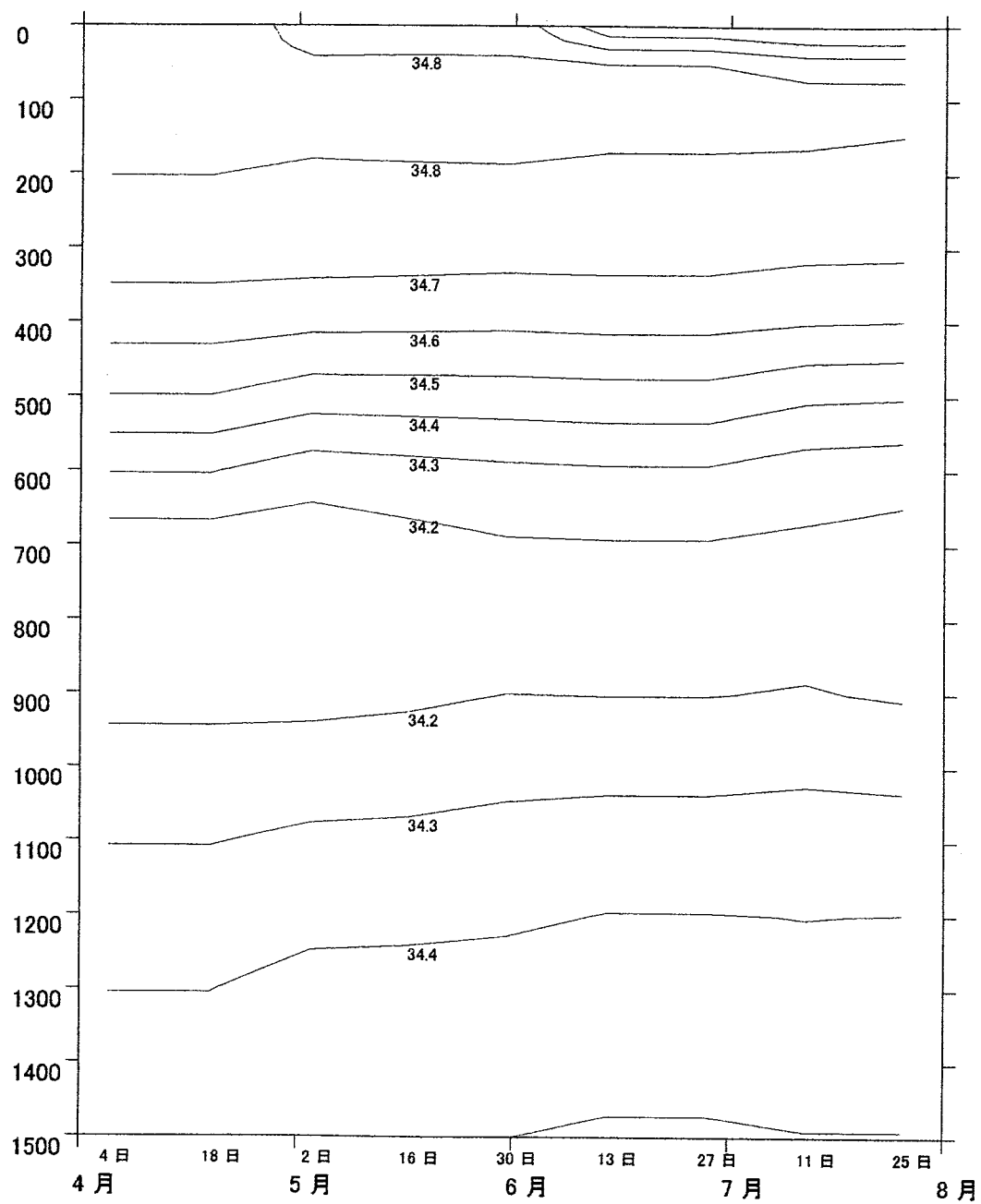
float28936 Salinity(psu)

図 13.2 WOA98 月平均値におけるフロート B の漂流路に沿った時間-深度断面図
水温(°C)



float28935 Temperature(°C)

図 13.3 WOA98 月平均値におけるフロート A の漂流路に沿った時間-深度断面図
塩分 (psu)



float28936 Temperature(°C)

図 13.4 WOA98 月平均値におけるフロート B の漂流路に沿った時間-深度断面図
塩分 (psu)

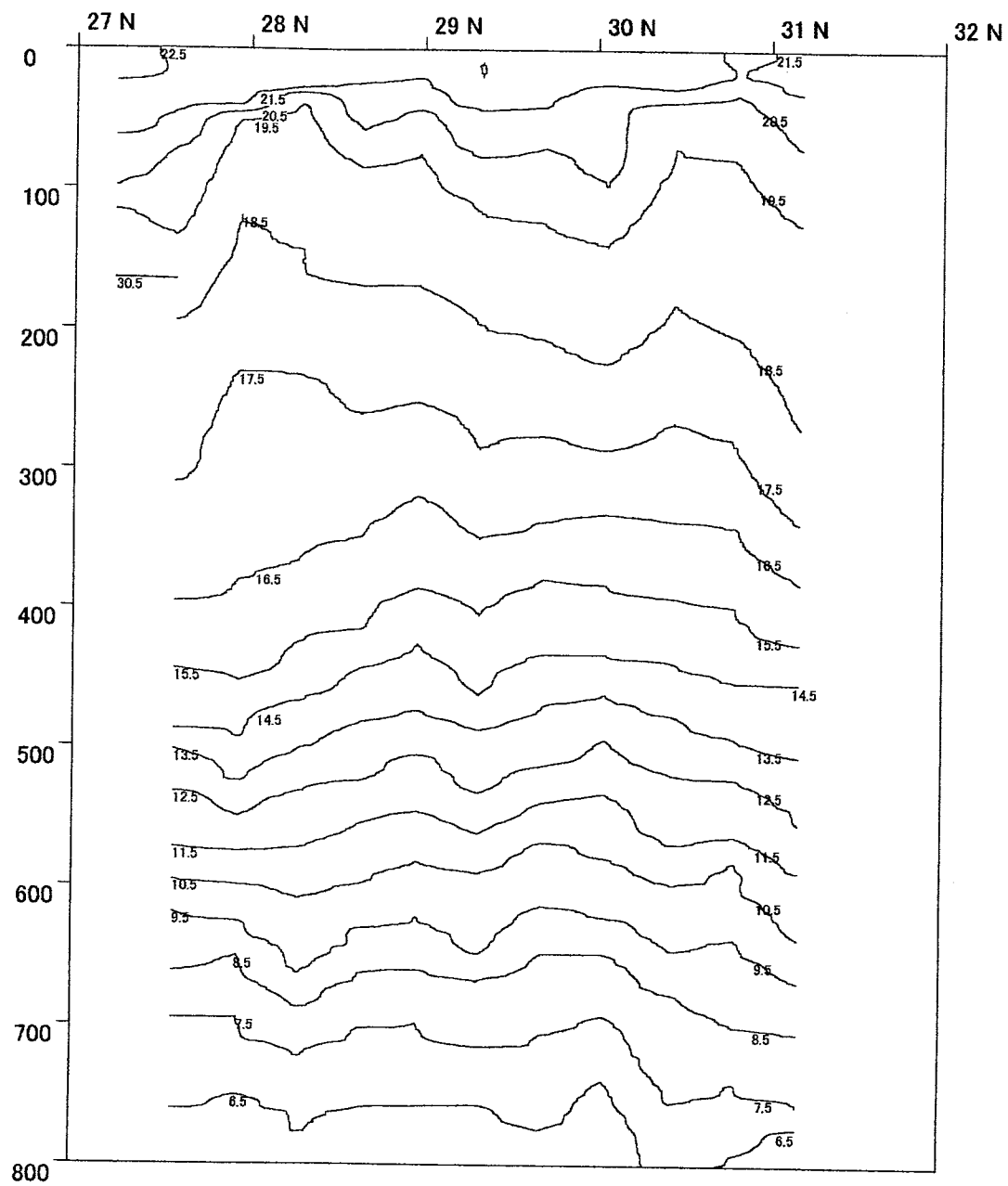


図 14.1 5 月の TOLEX/XBT 測線に沿った水温の鉛直断面図(°C)
(北緯 27~31 度ライン)

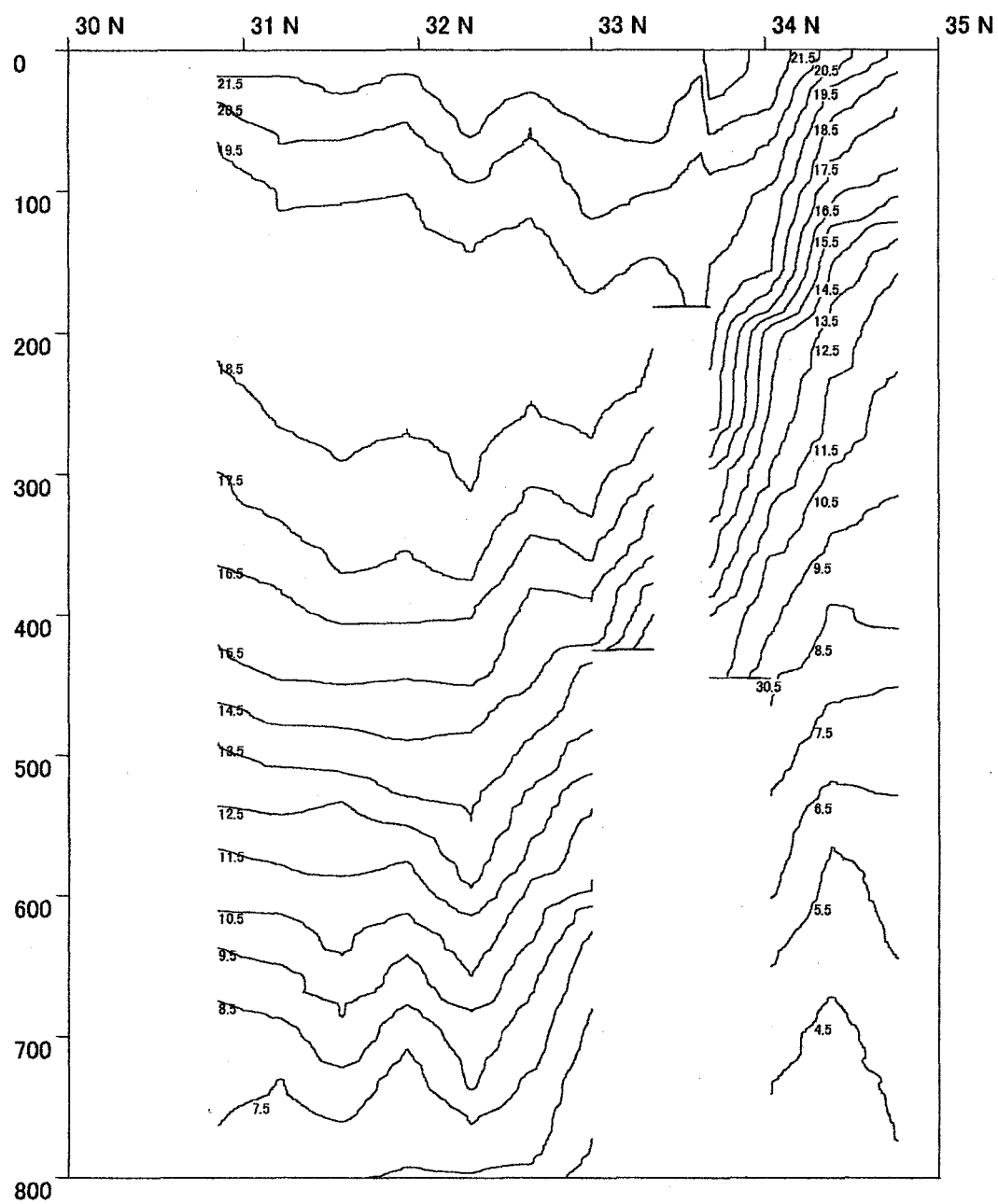


図 14.2 5 月の TOLEX/XBT 測線に沿った水温の鉛直断面図(°C)
(北緯 31~35 度ライン)

黒: TOLEX-XBT
赤: フロート

05/16
2000-05-16

30.85 N
30.358N

140.98 E
142.541E

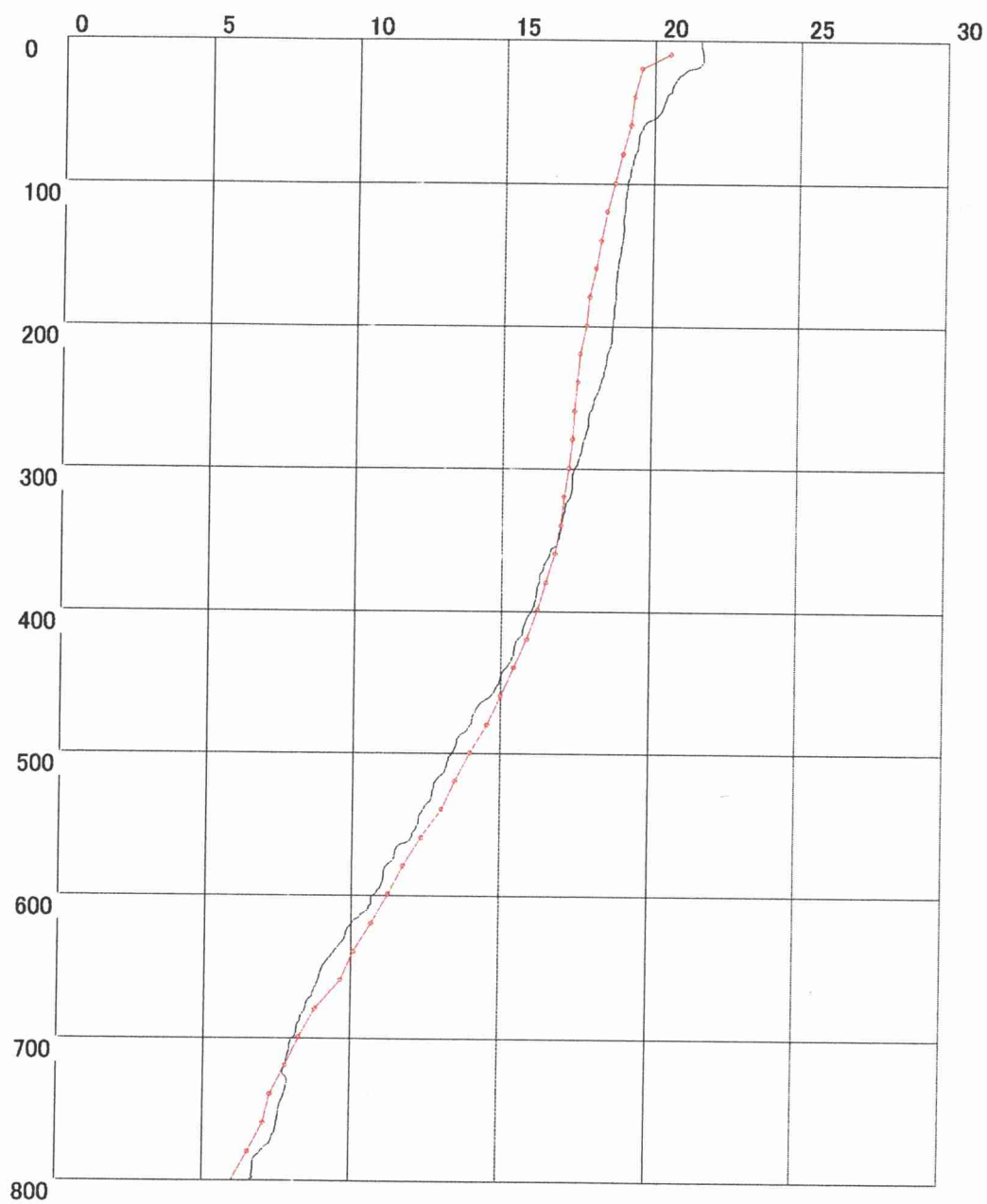


図 14.3 TOLEX/XBT 観測値とフロート A の水温プロファイル(°C)

黒: TOLEX-XBT
赤: フロート

05/16 30.85 N 140.98 E
2000-05-16 30.498N 142.430E

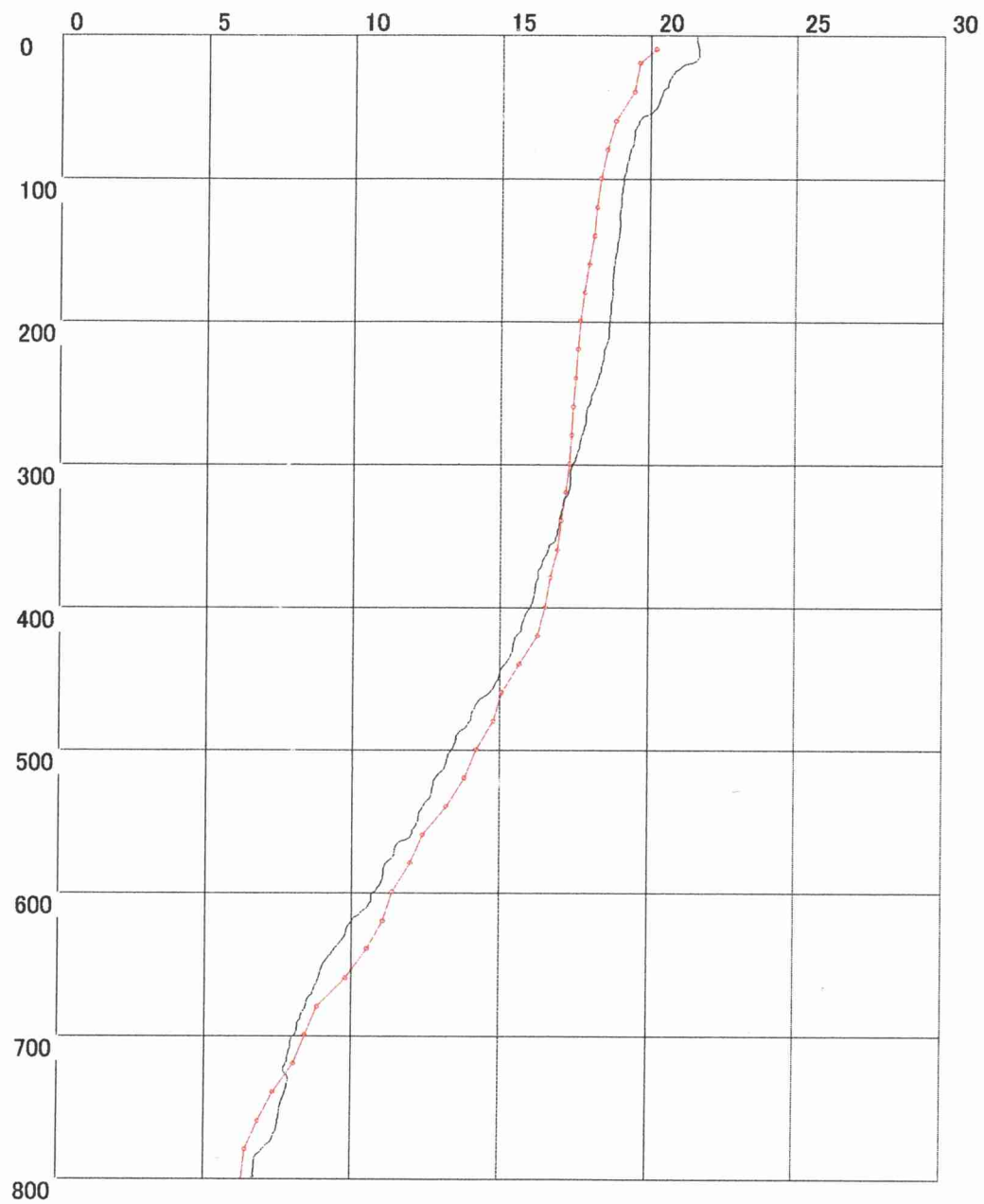


図 14.4 TOLEX/XBT 観測値とフロート B の水温プロファイル(°C)

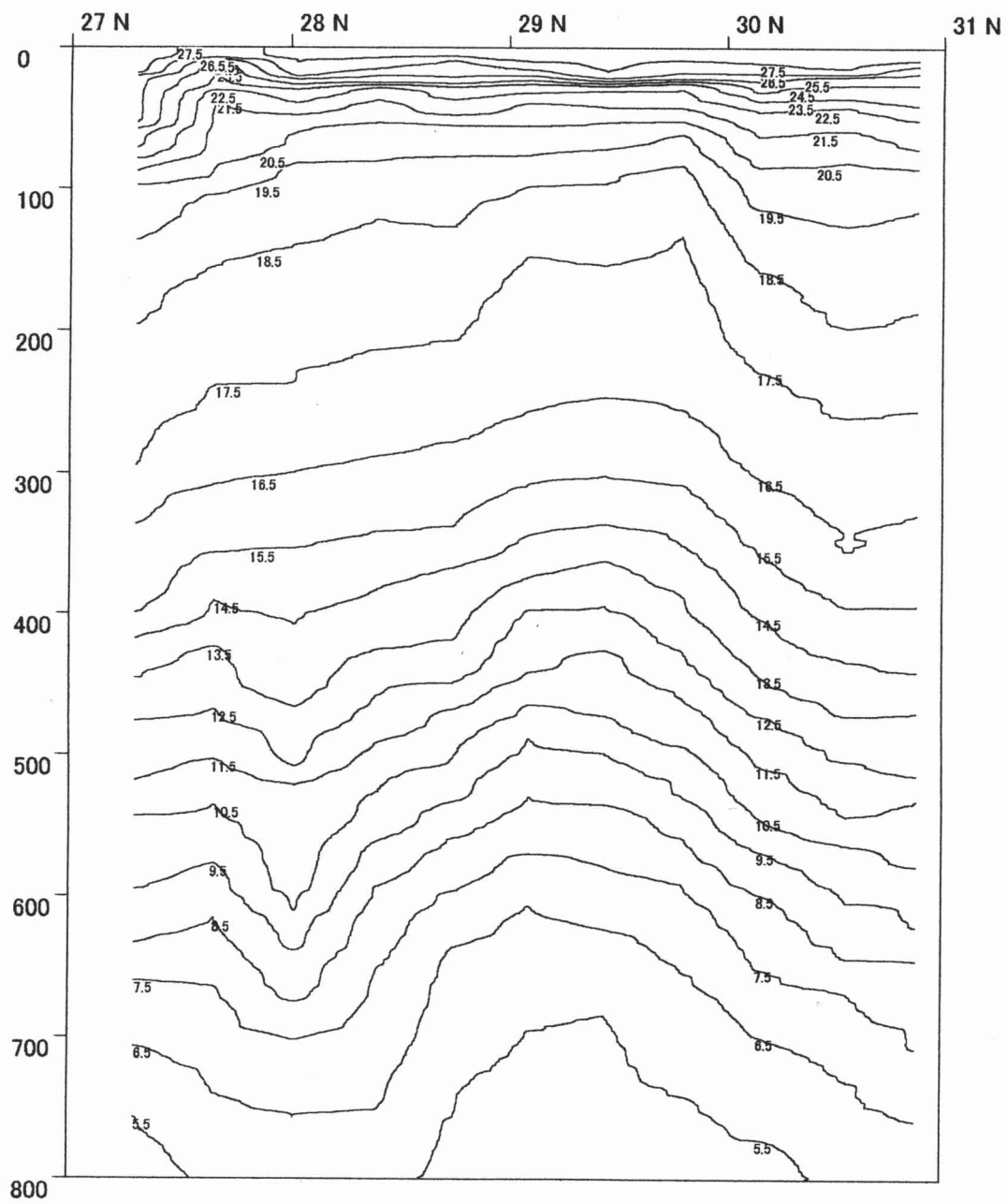


図 15.1 7 月の TOLEX/XBT 測線に沿った水温の鉛直断面図(°C)
(北緯 27~31 度ライン)

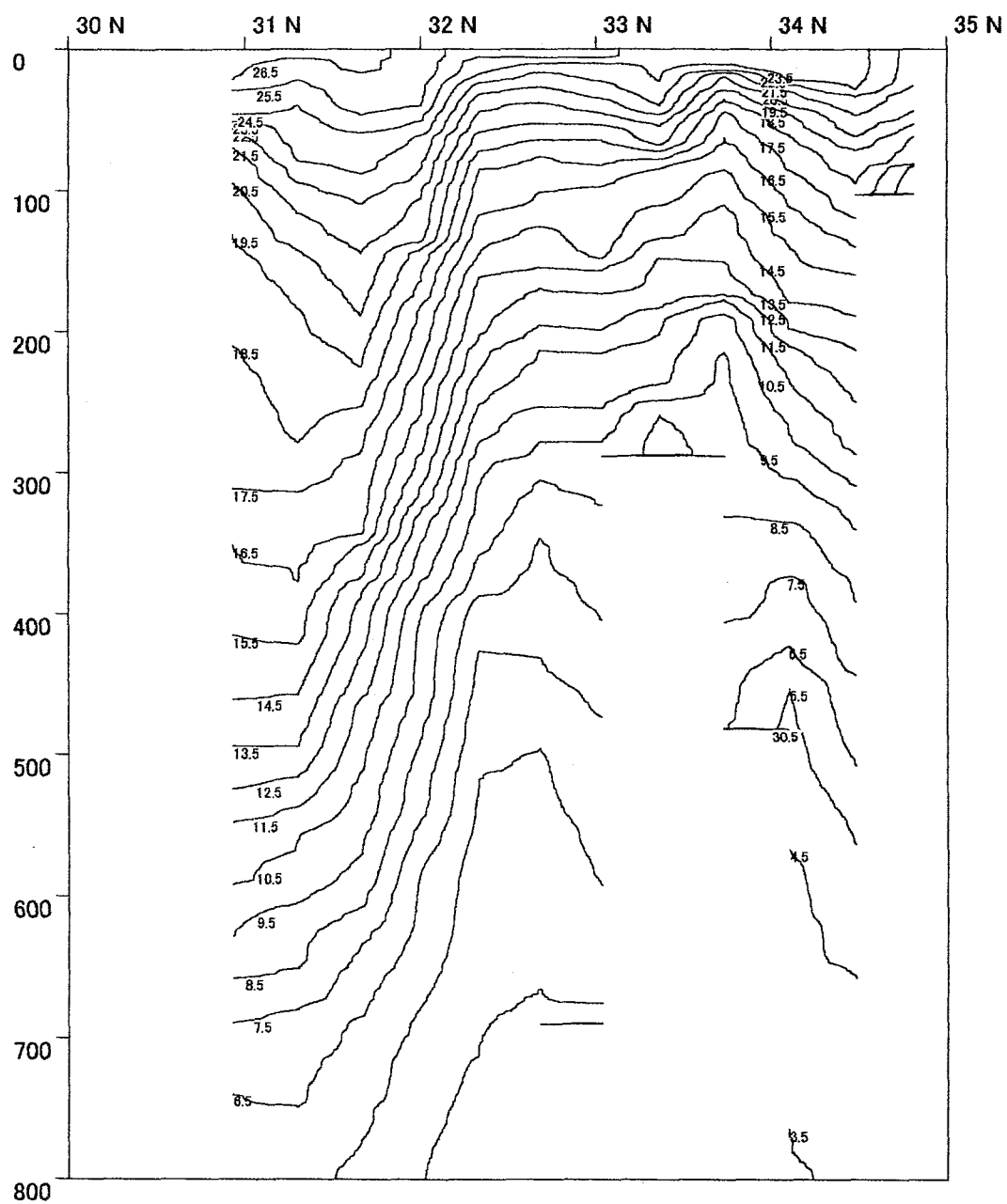


図 15.2 7 月の TOLEX/XBT 測線に沿った水温の鉛直断面図 (°C)
(北緯 31~35 度ライン)

黒: TOLEX-XBT
赤: フロート

07/05
2000-07-11

29.1 N
28.933N

141.53 E
141.403E

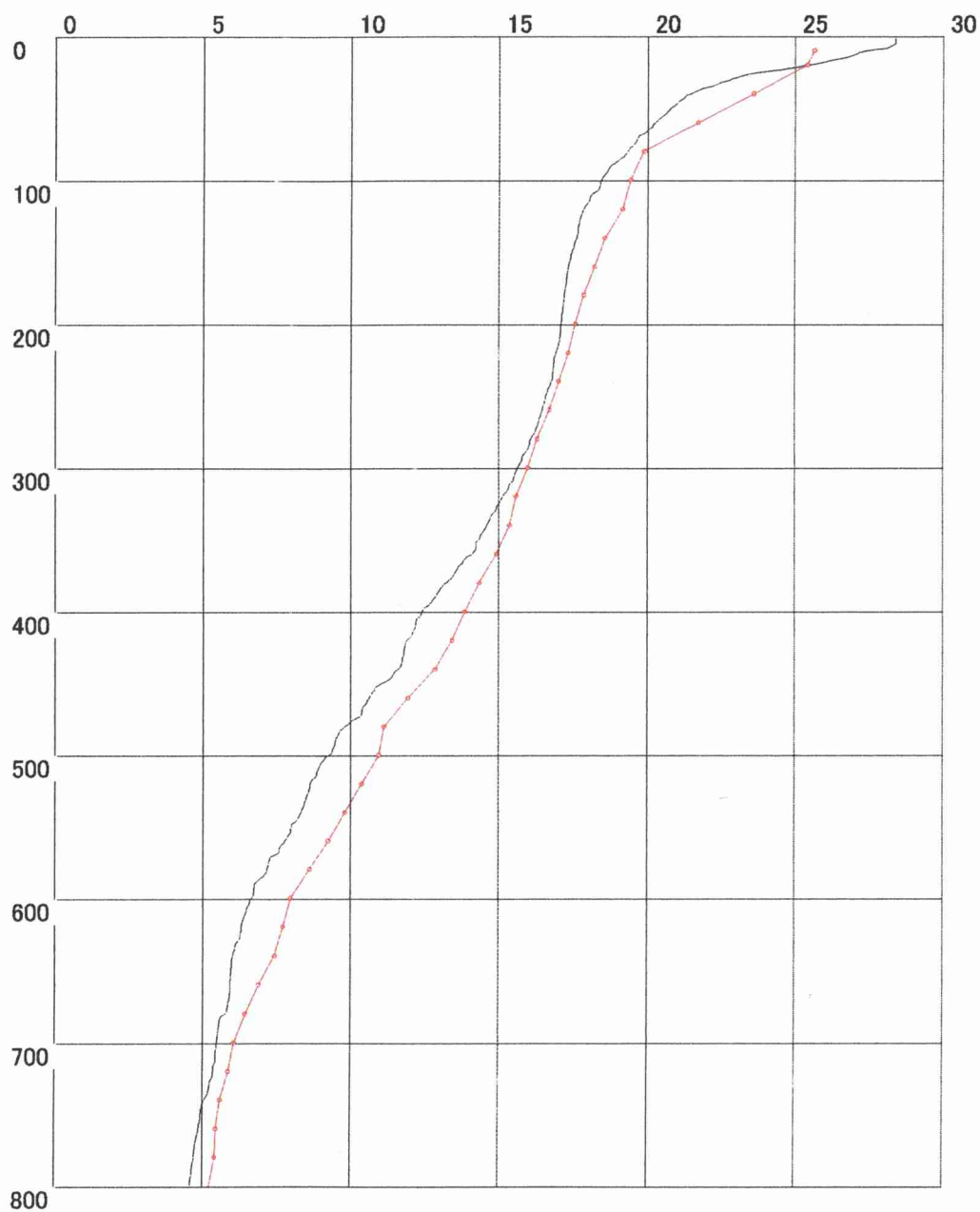


図 15.3 TOLEX/XBT 観測値とフロート B の水温プロファイル(°C)

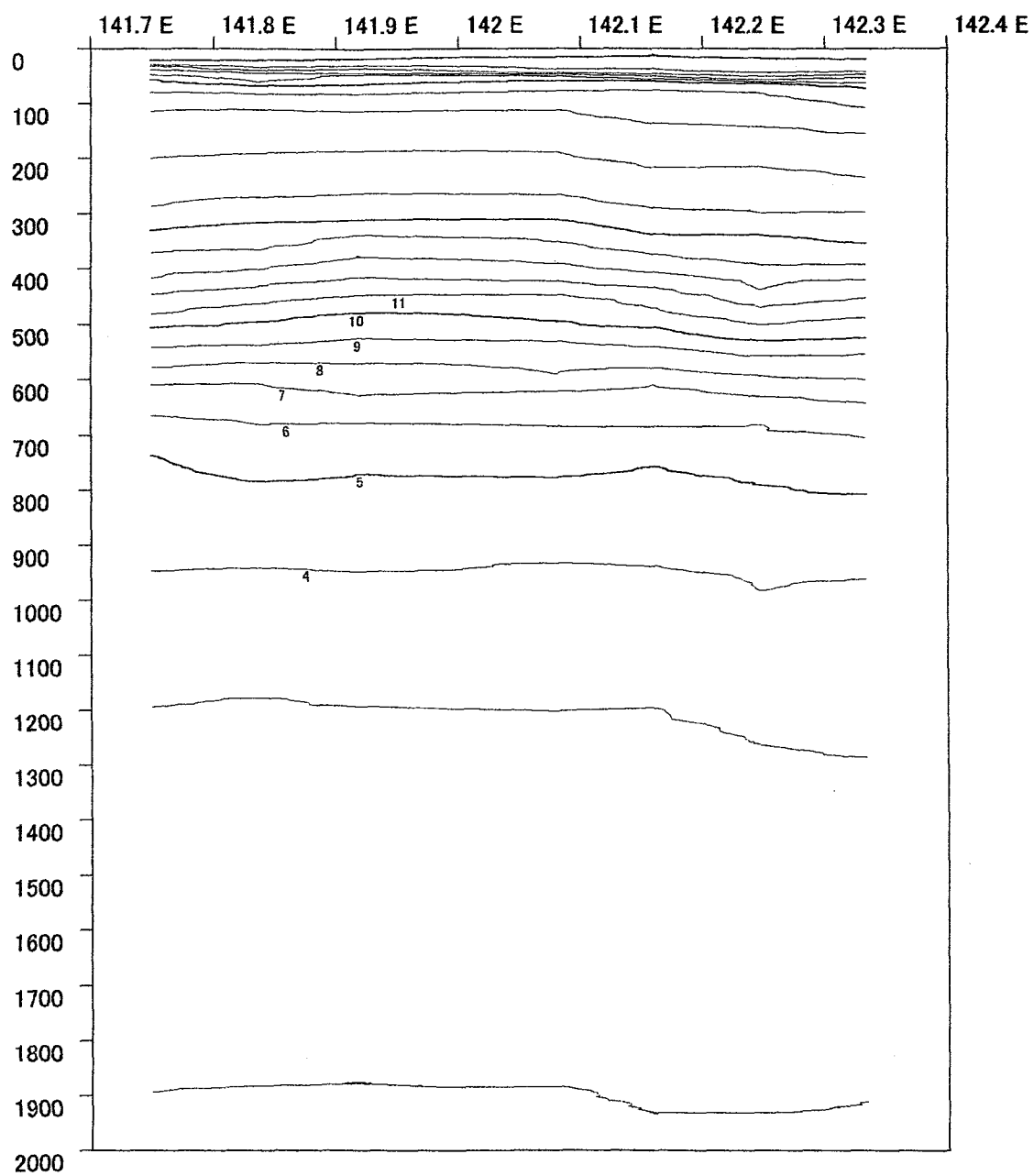


図 16.1 天洋 CTD 測線に沿った鉛直断面図(水温:°C)
(北緯 29 度ライン)

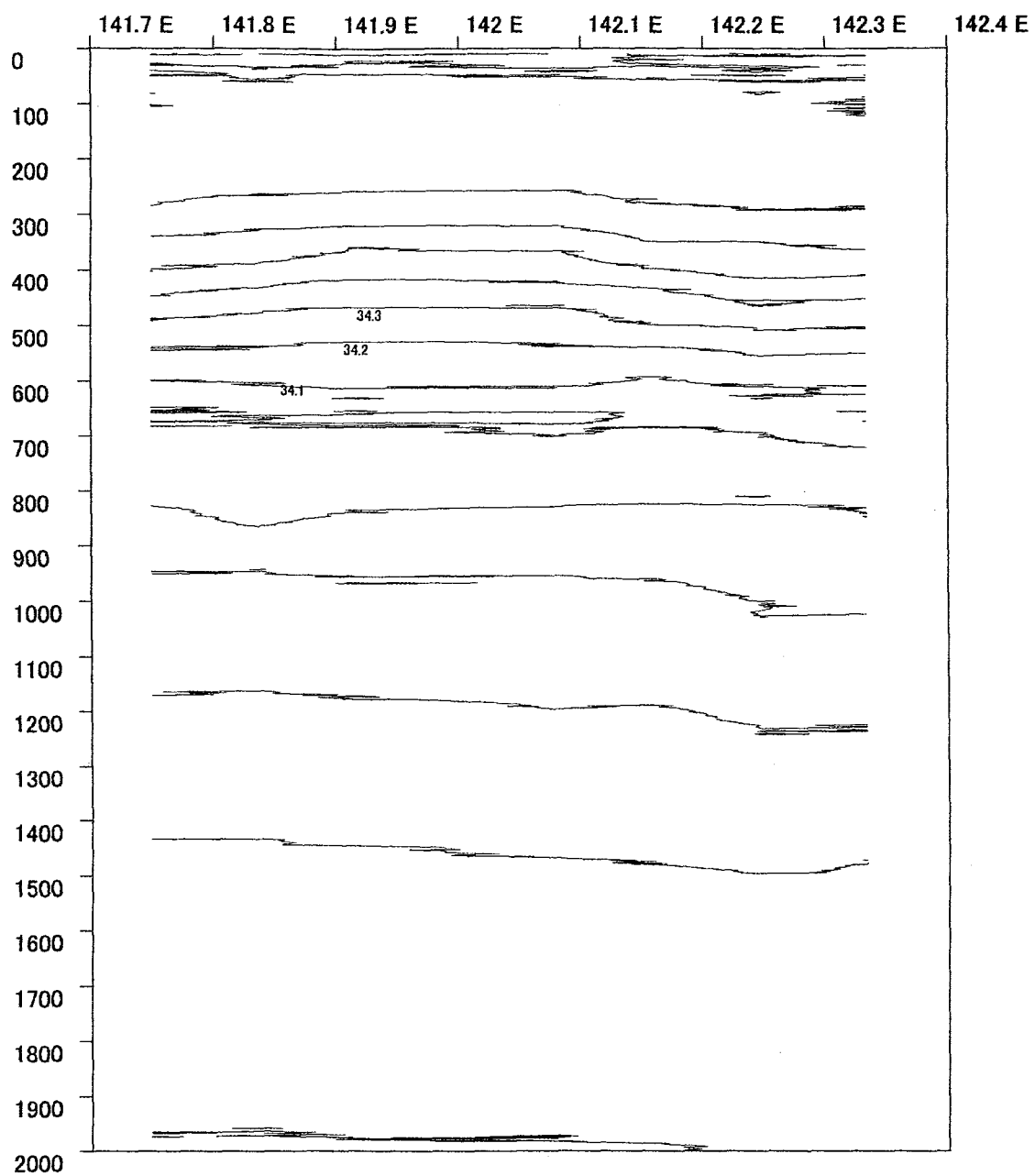


図 16.2 天洋 CTD 測線に沿った鉛直断面図(塩分:psu)
(北緯 29 度ライン)

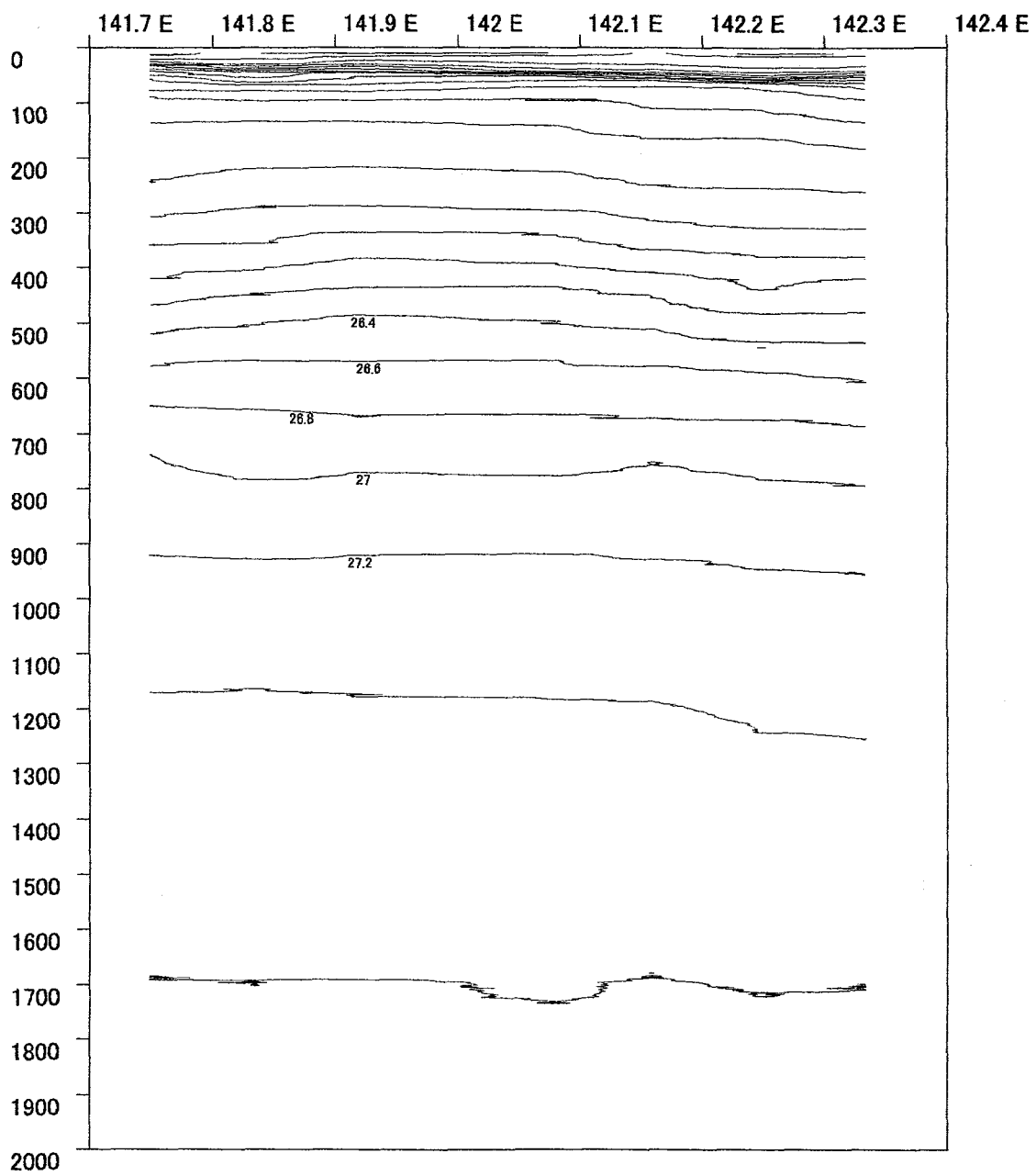


図 16.3 天洋 CTD 測線に沿った鉛直断面図 (ポテンシャル密度: kg/m^3)
(北緯 29 度ライン)

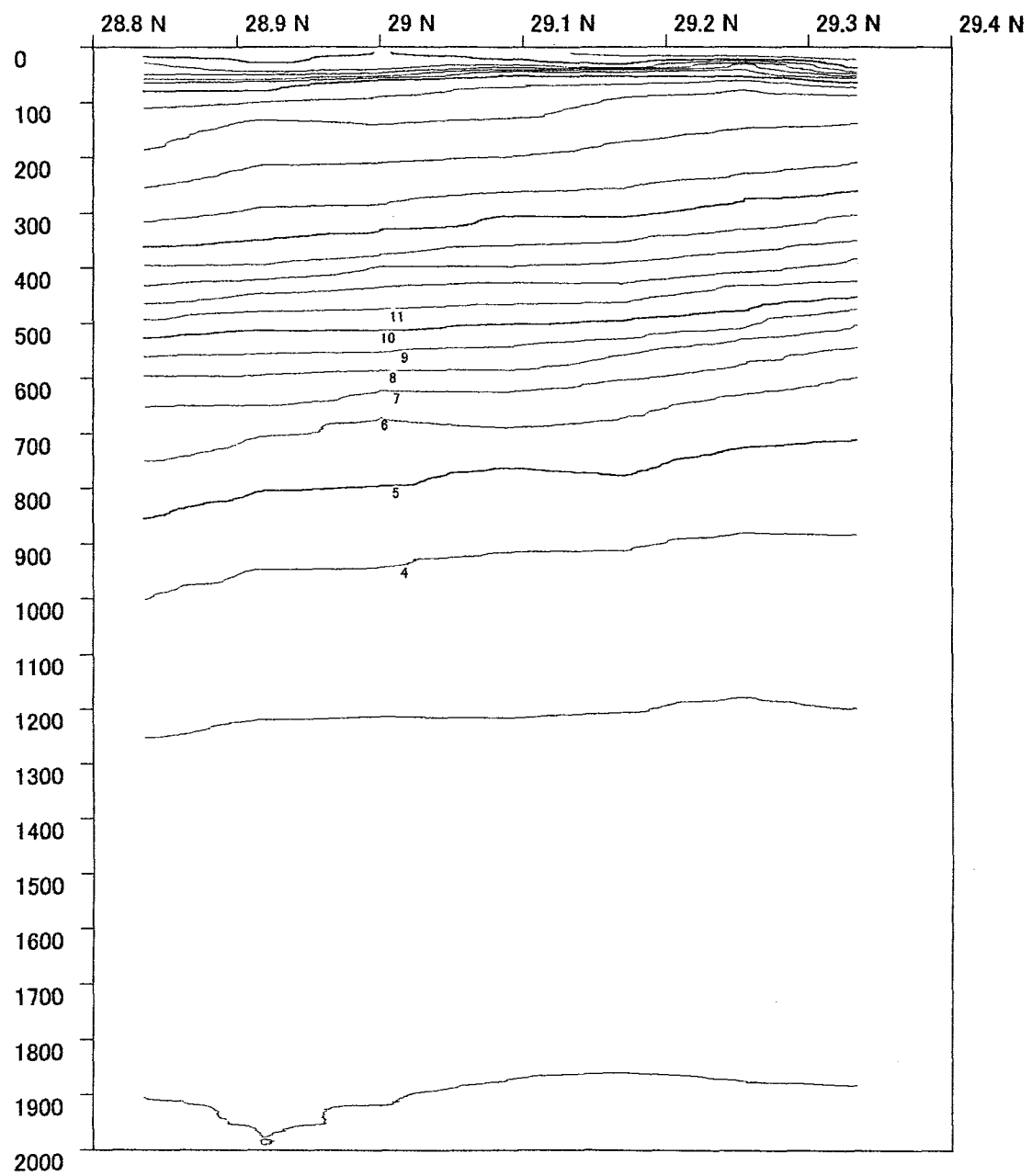


図 16.4 天洋 CTD 測線に沿った鉛直断面図 (水温:°C)
(北緯 142 度ライン)

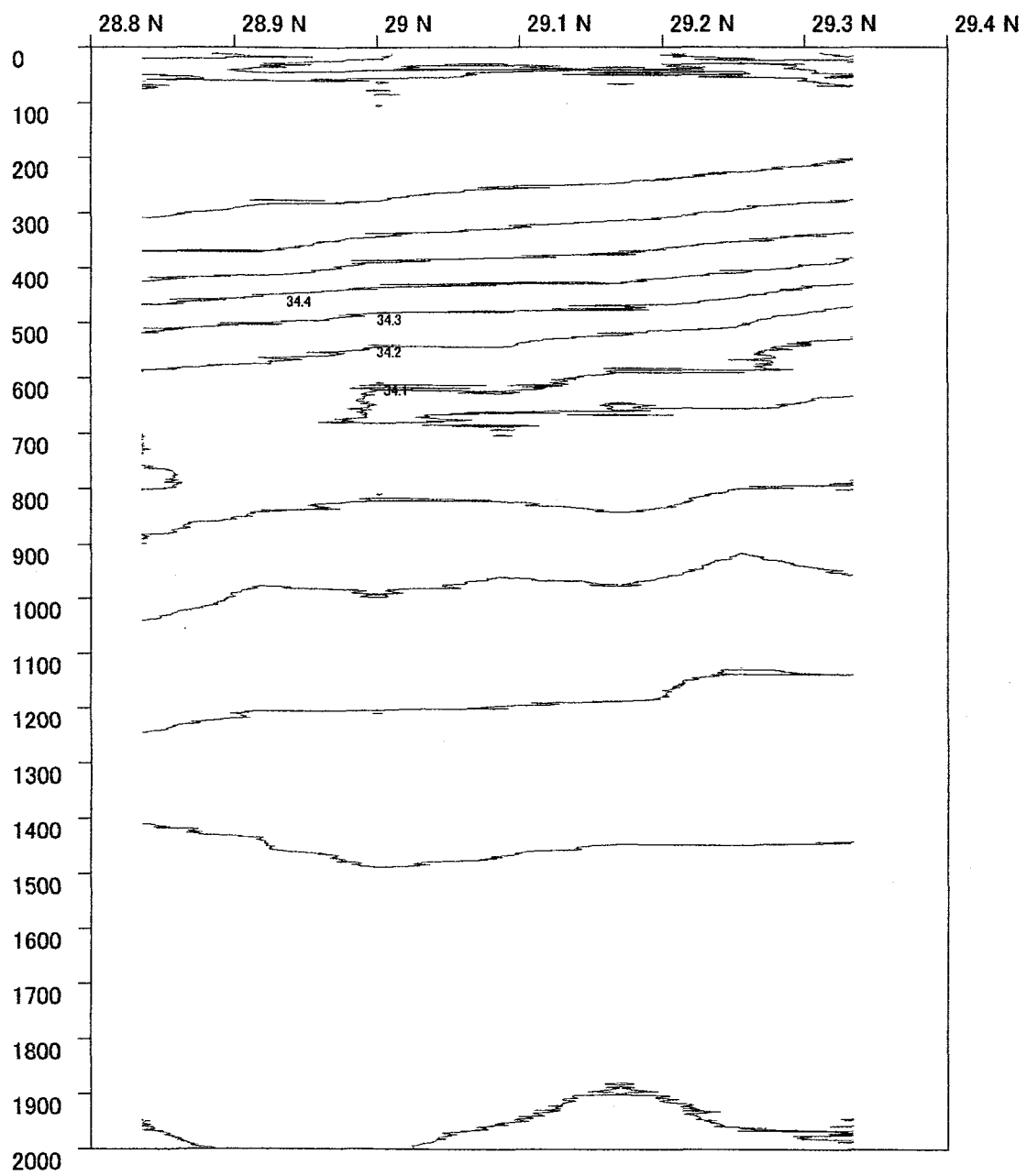


図 16.5 天洋 CTD 測線に沿った鉛直断面図(塩分:psu)
(北緯 142 度ライン)

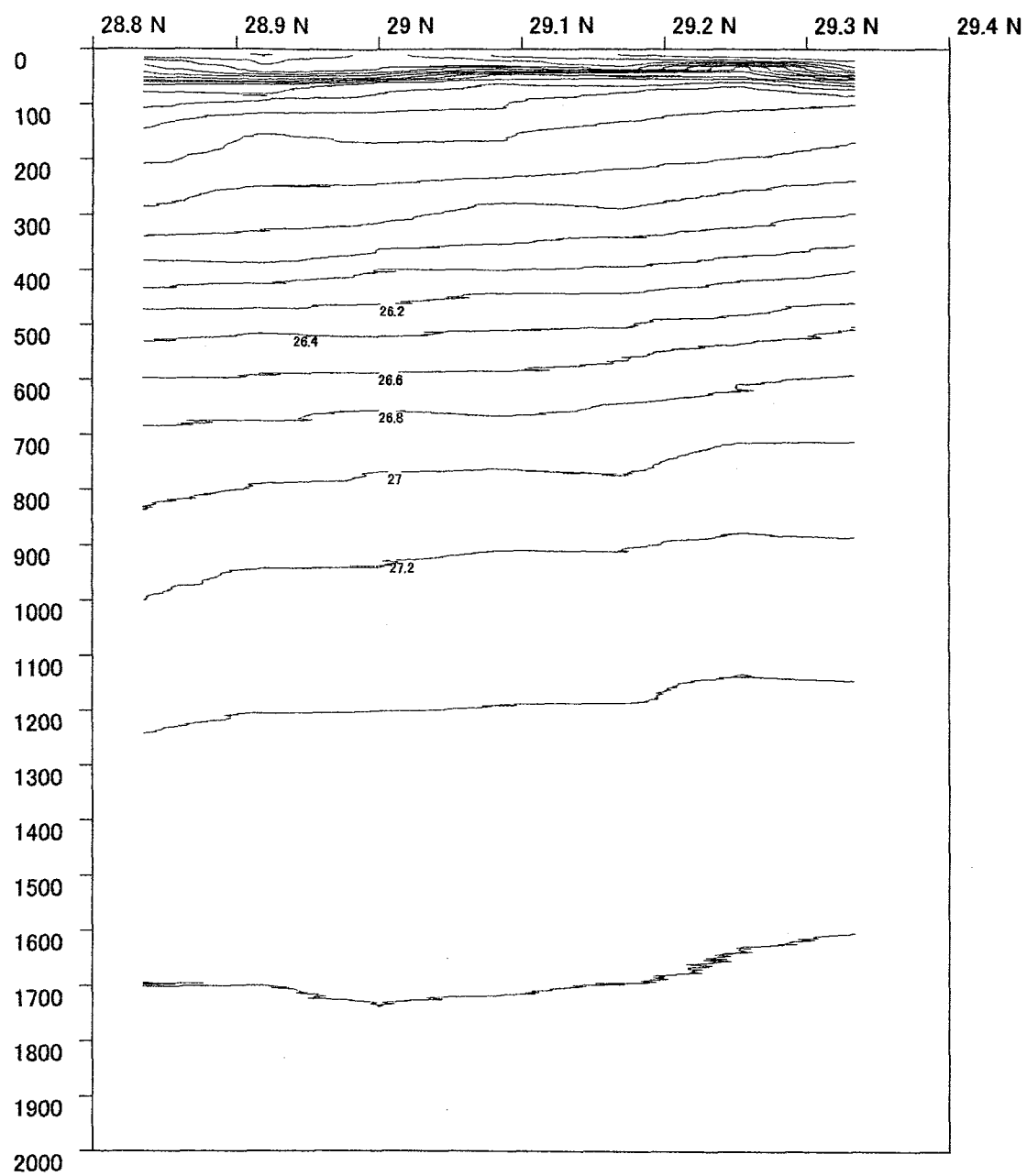


図 16.6 天洋 CTD 測線に沿った鉛直断面図 (ポテンシャル密度: kg/m^3)
(北緯 142 度ライン)

赤: フロート2000-07-11 29.079N 141.995E
天洋観測点 29.085 N 141.995 E

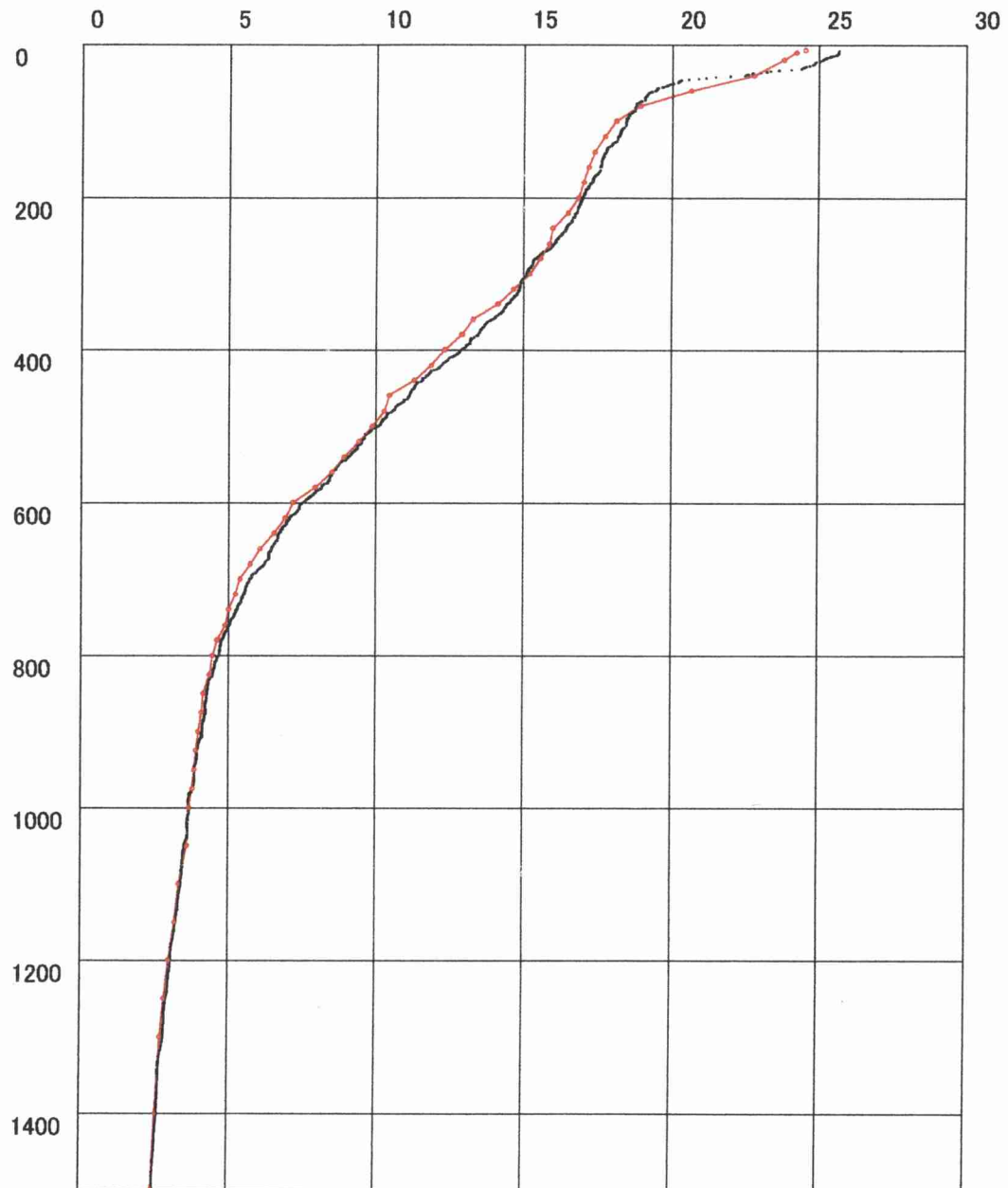


図 16.7 天洋 CTD 観測値とフロート A 観測値の水溫プロファイル(°C)

赤:フロート2000-07-11 29.079N 141.995E
 天洋観測点 29.085 N 141.995 E



図 16.8 天洋 CTD 観測値とフロート A 観測値の塩分プロファイル (psu)

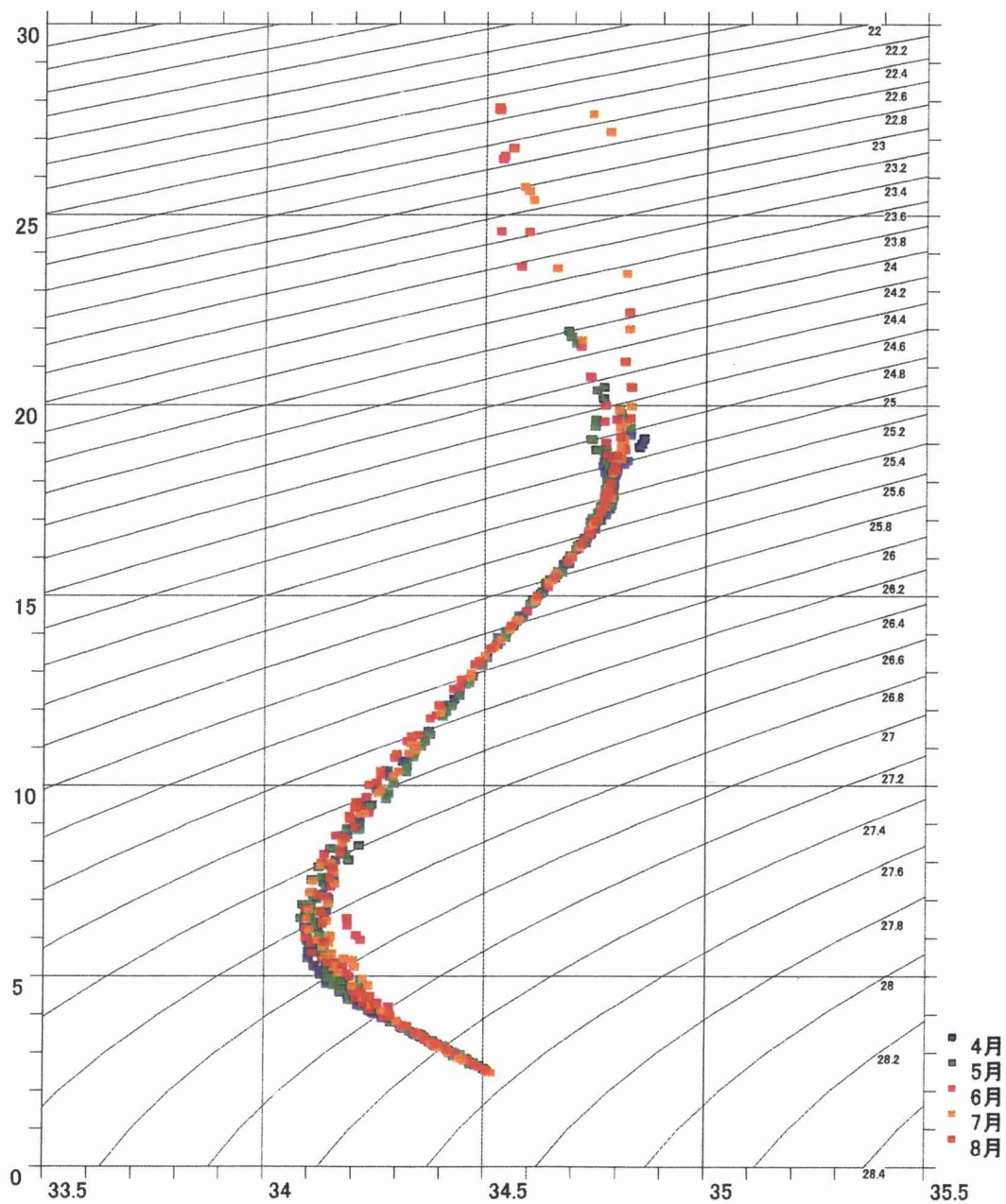


図 17 フロート全観測値の TS 図

(横軸:塩分(psu)、縦軸:水温(°C)、等値線はポテンシャル密度(kg/m³))

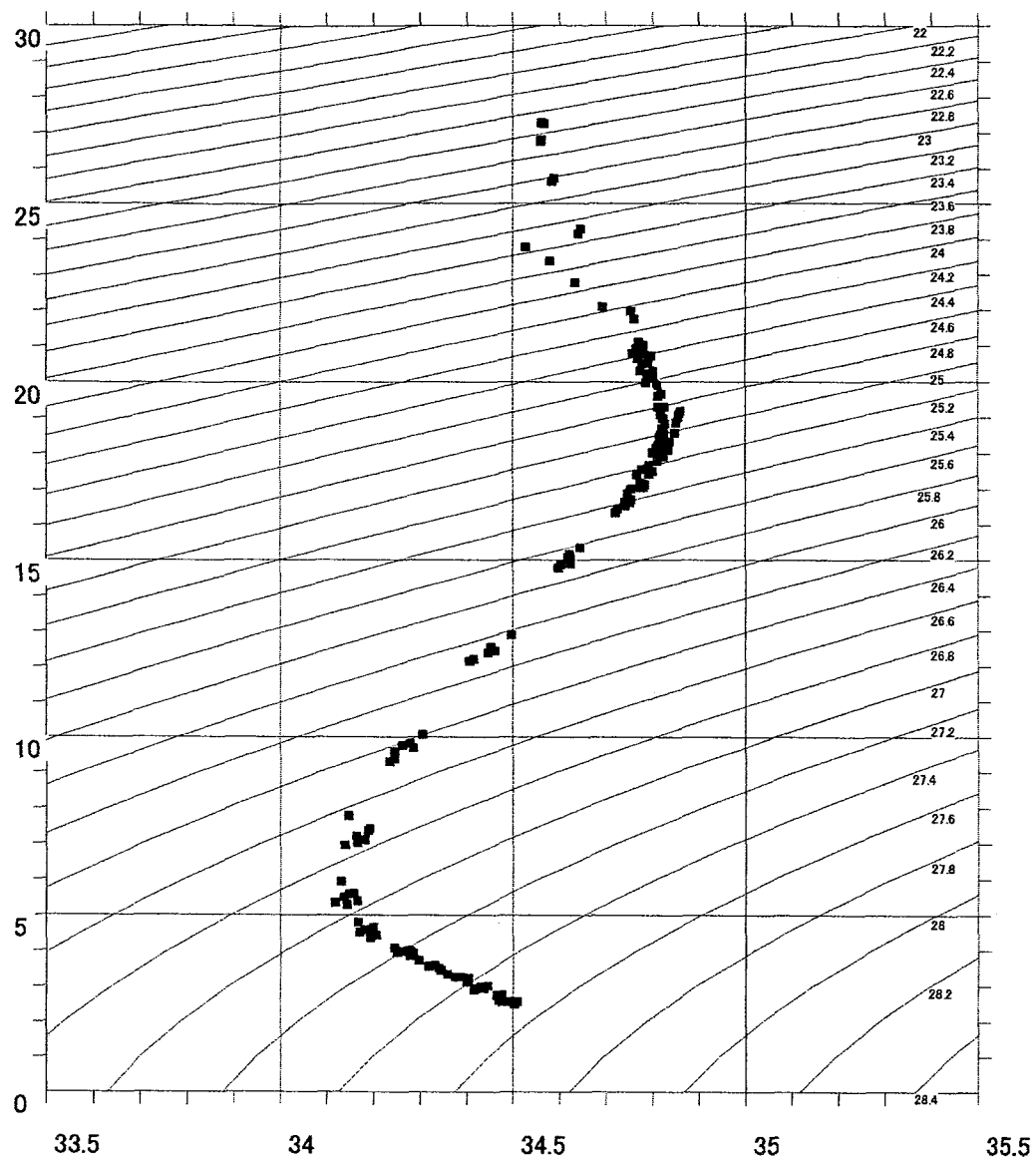


図 18 フロート観測点における WOA98 月平均値の TS 図
 (横軸:塩分(psu)、縦軸:水温(°C)、等値線はポテンシャル密度(kg/m^3))

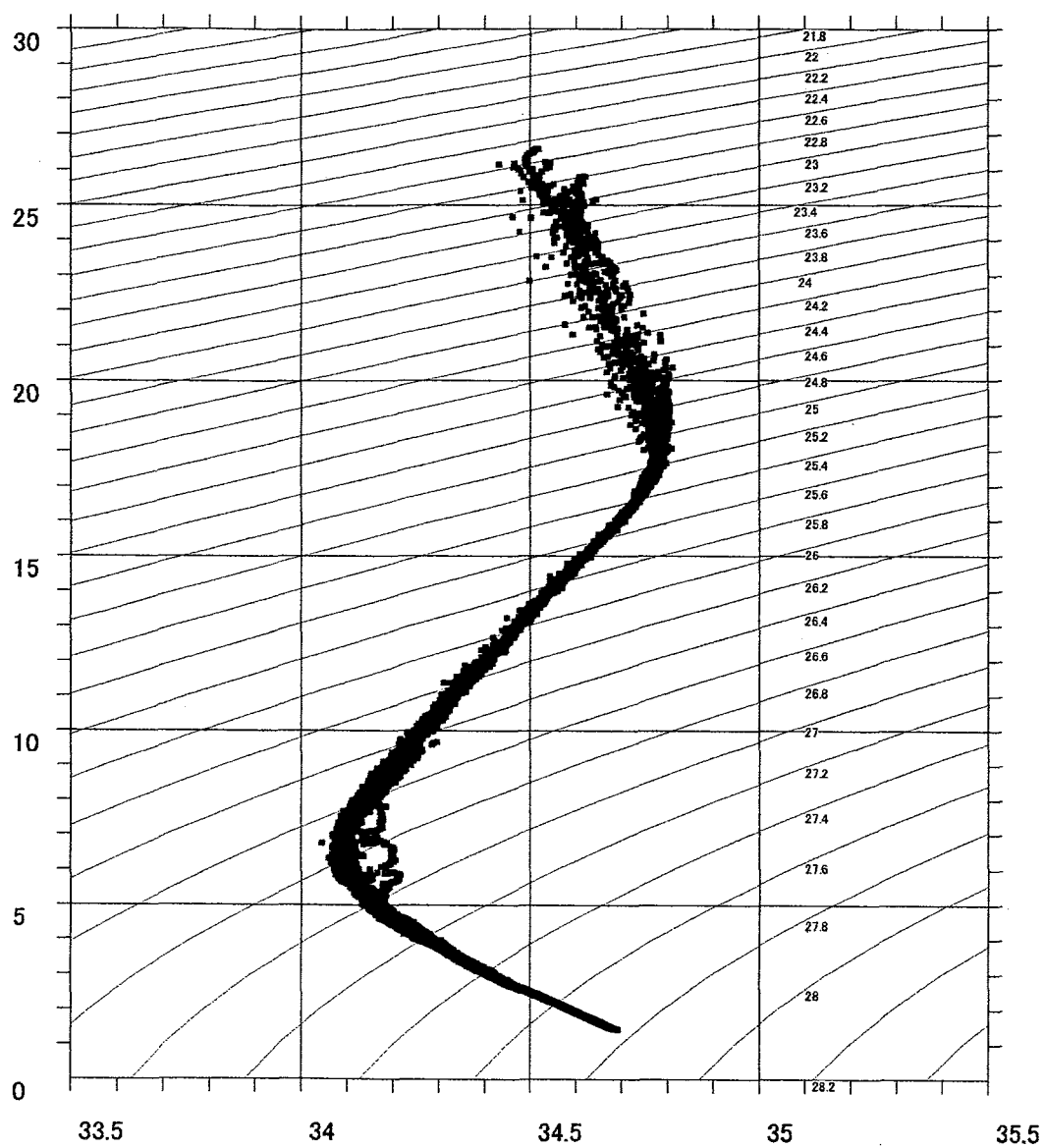
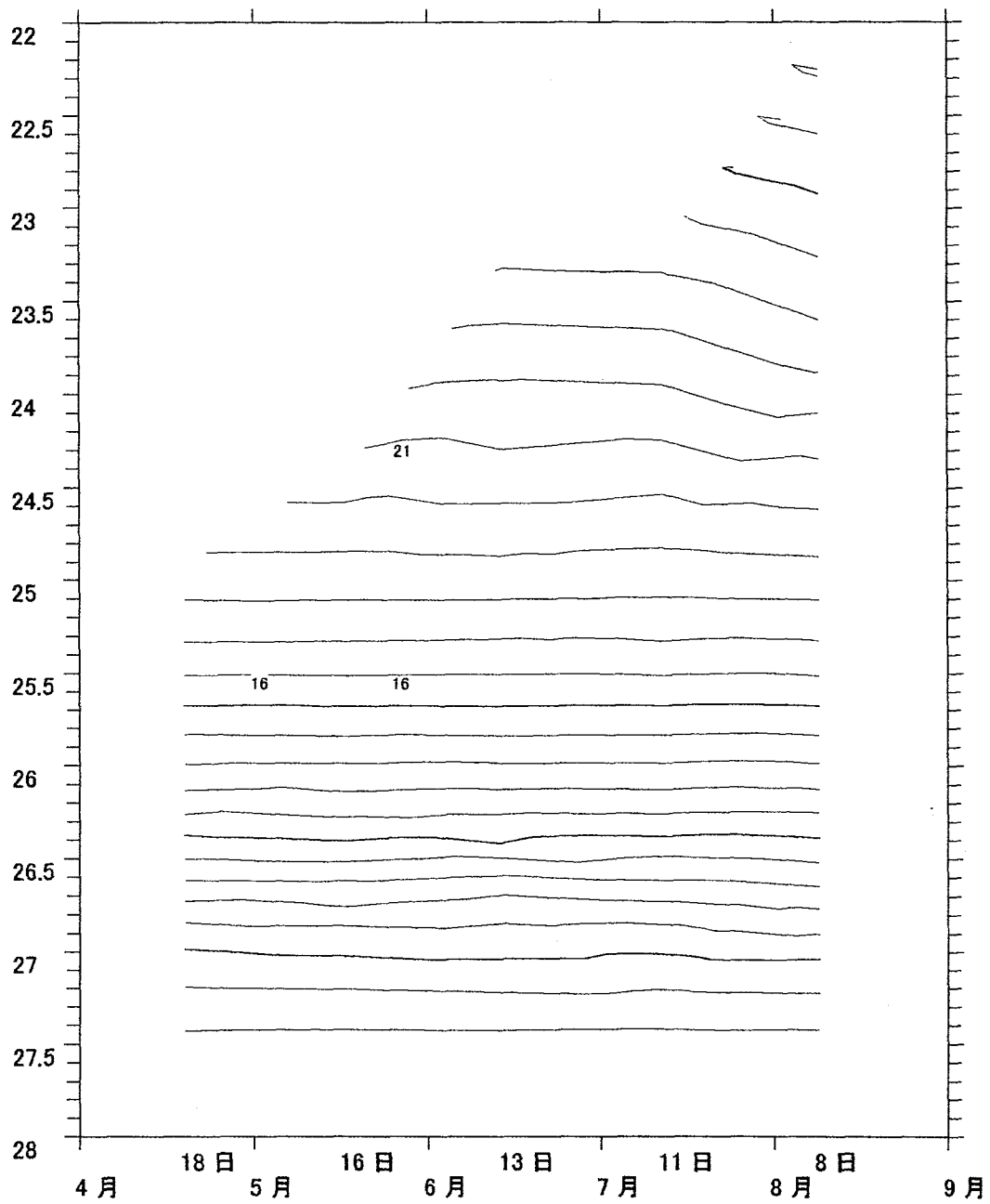


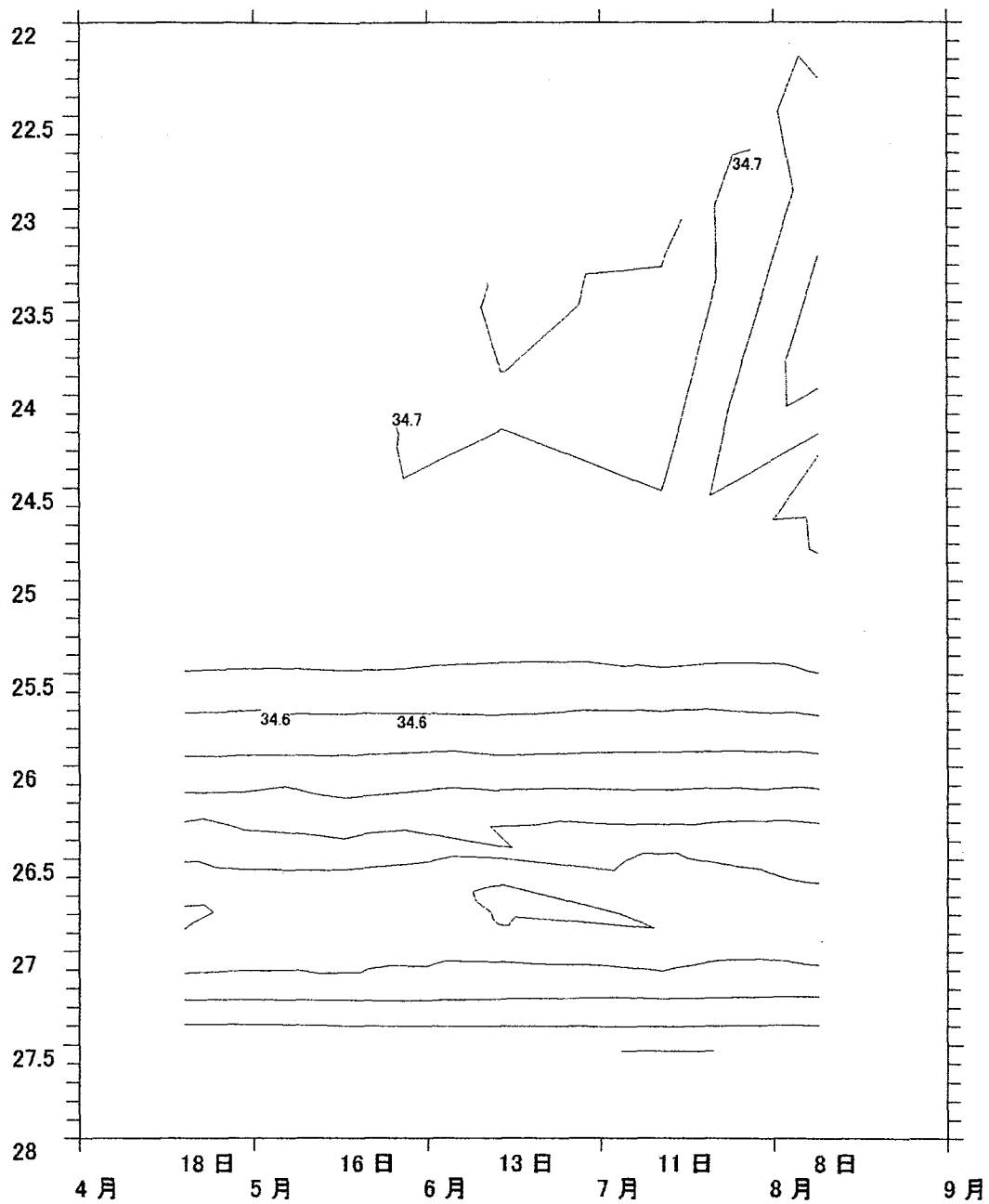
図 19 天洋 CTD 全観測値の TS 図

(横軸:塩分(psu)、縦軸:水温(°C)、等値線はポテンシャル密度(kg/m^3))



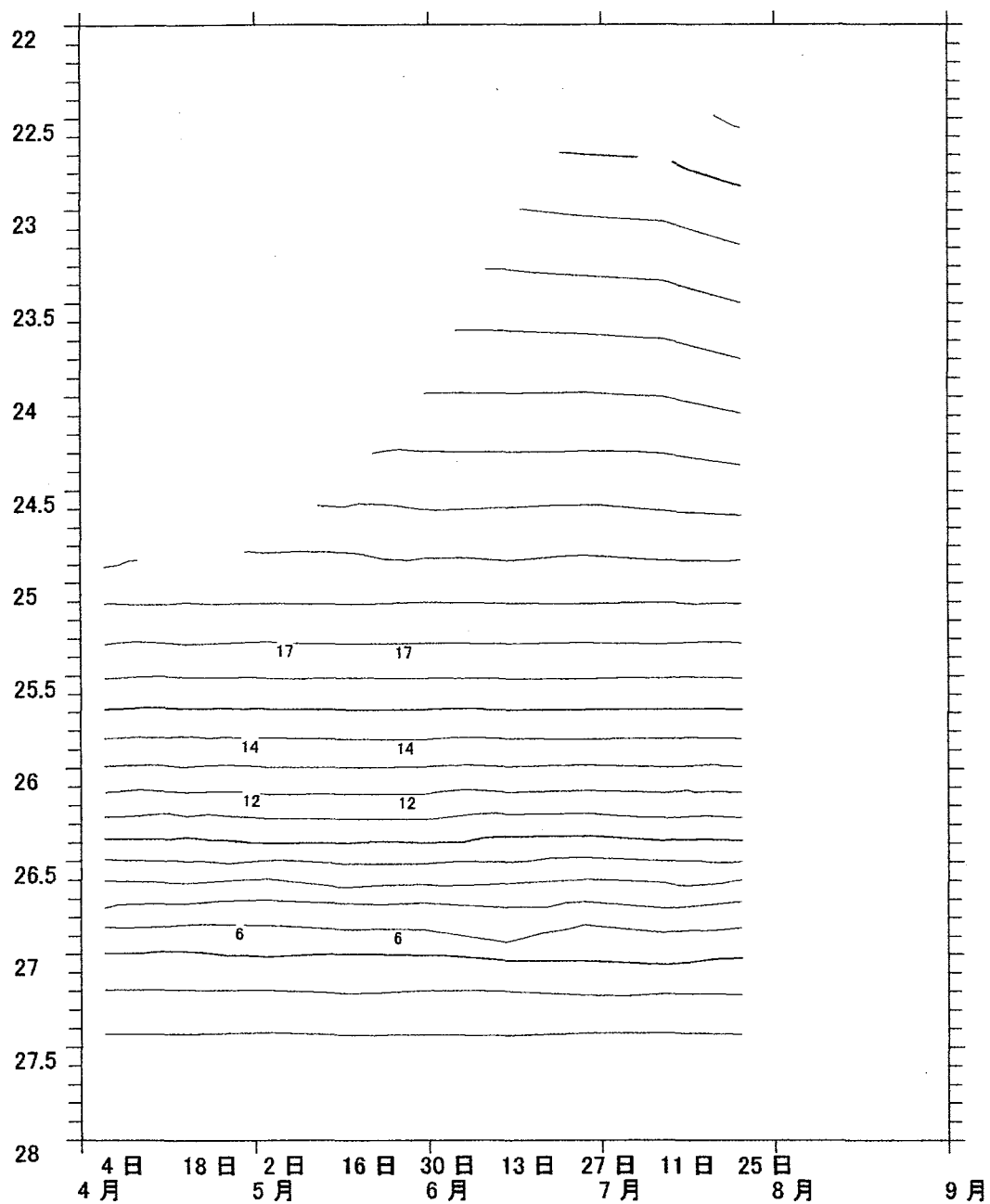
28日間隔のフロート Temperature(°C)

図 20.1 フロート A の時間-ポテンシャル密度断面(水温:°C)



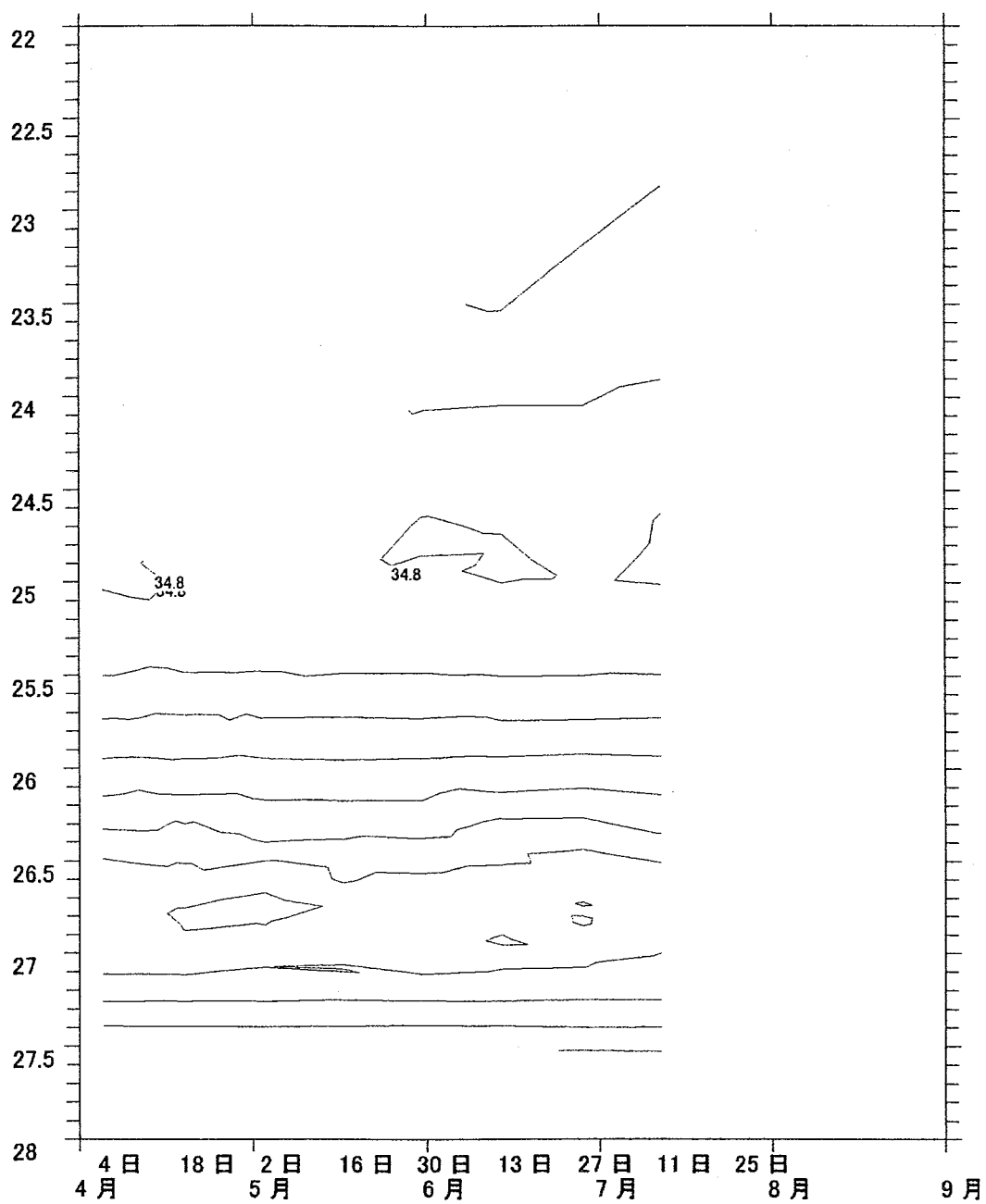
28日間隔のフロート Salinity(psu)

図 20.2 フロート A の時間-ポテンシャル密度断面(塩分:psu)



14日間隔のフロート Temperature(°C)

図 20.3 フロート B の時間-ポテンシャル密度断面 (水温:°C)



14日間隔のフロート Salinity(psu)

図 20.4 フロート B の時間-ポテンシャル密度断面(塩分:psu)

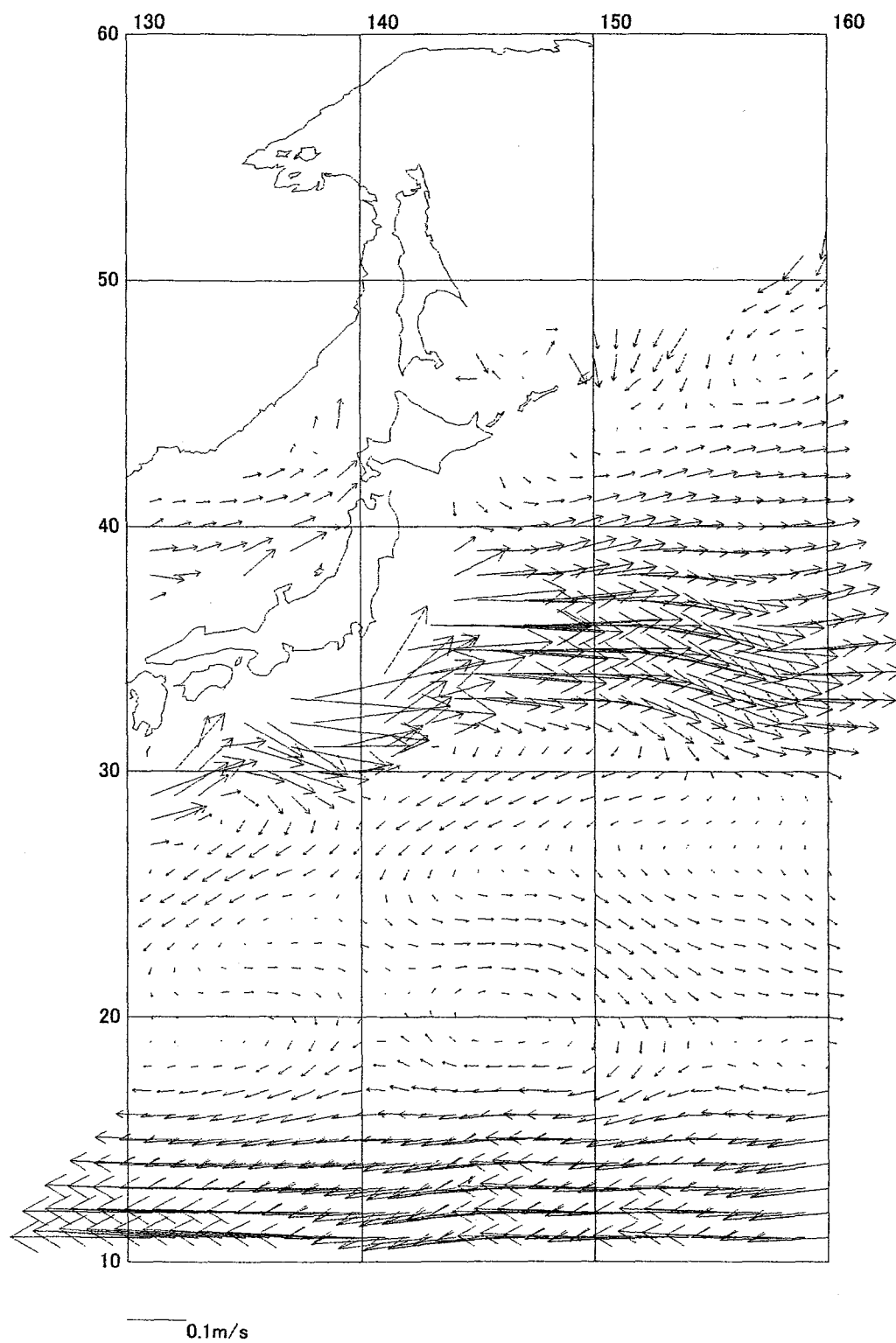


図 21 WOA98 年平均值から求めた 2000db 基準の海面地衡流速ベクトル(m/s)

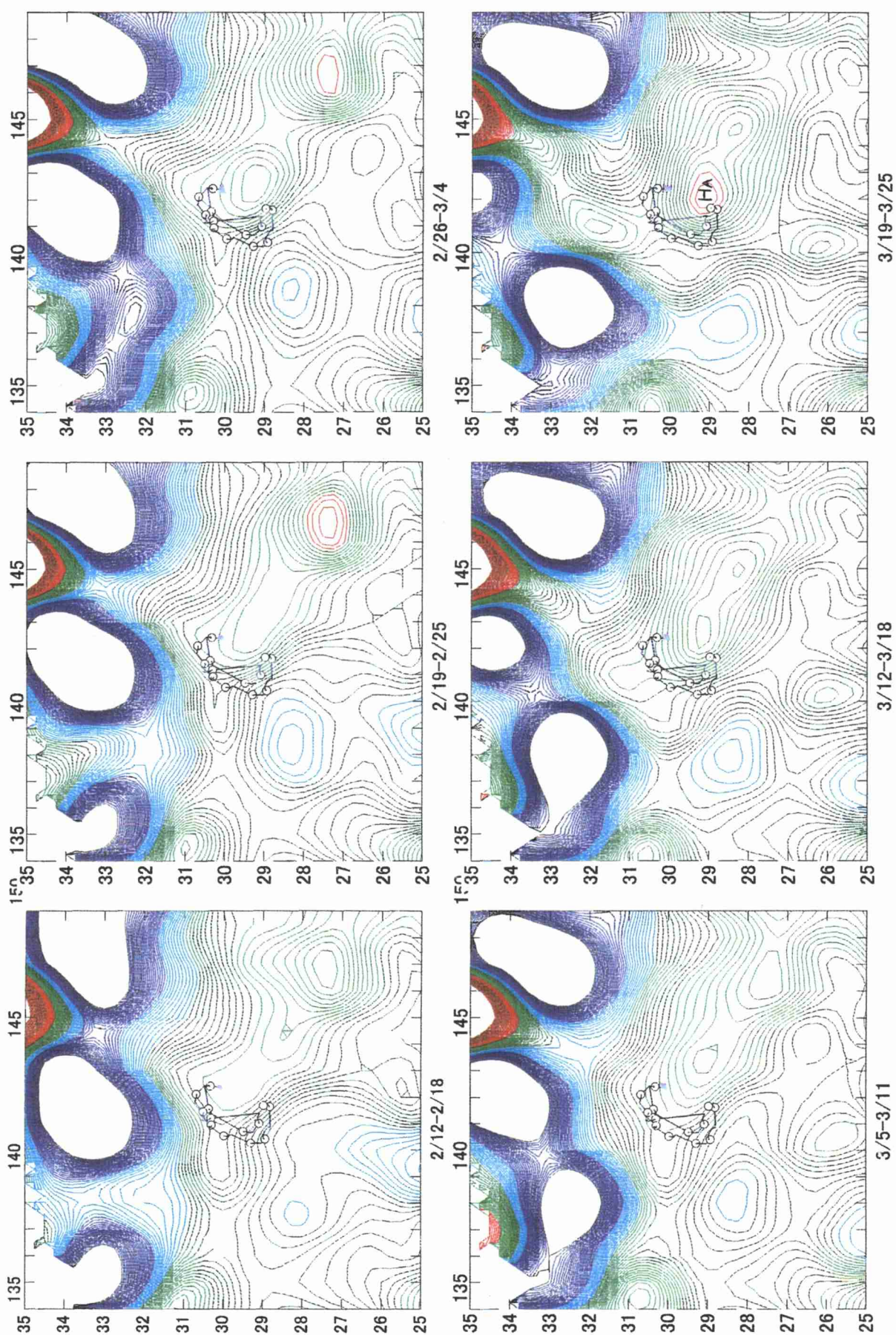


図 22.1 TOPEX/POSEIDON 海面高度場とフロートの漂流路

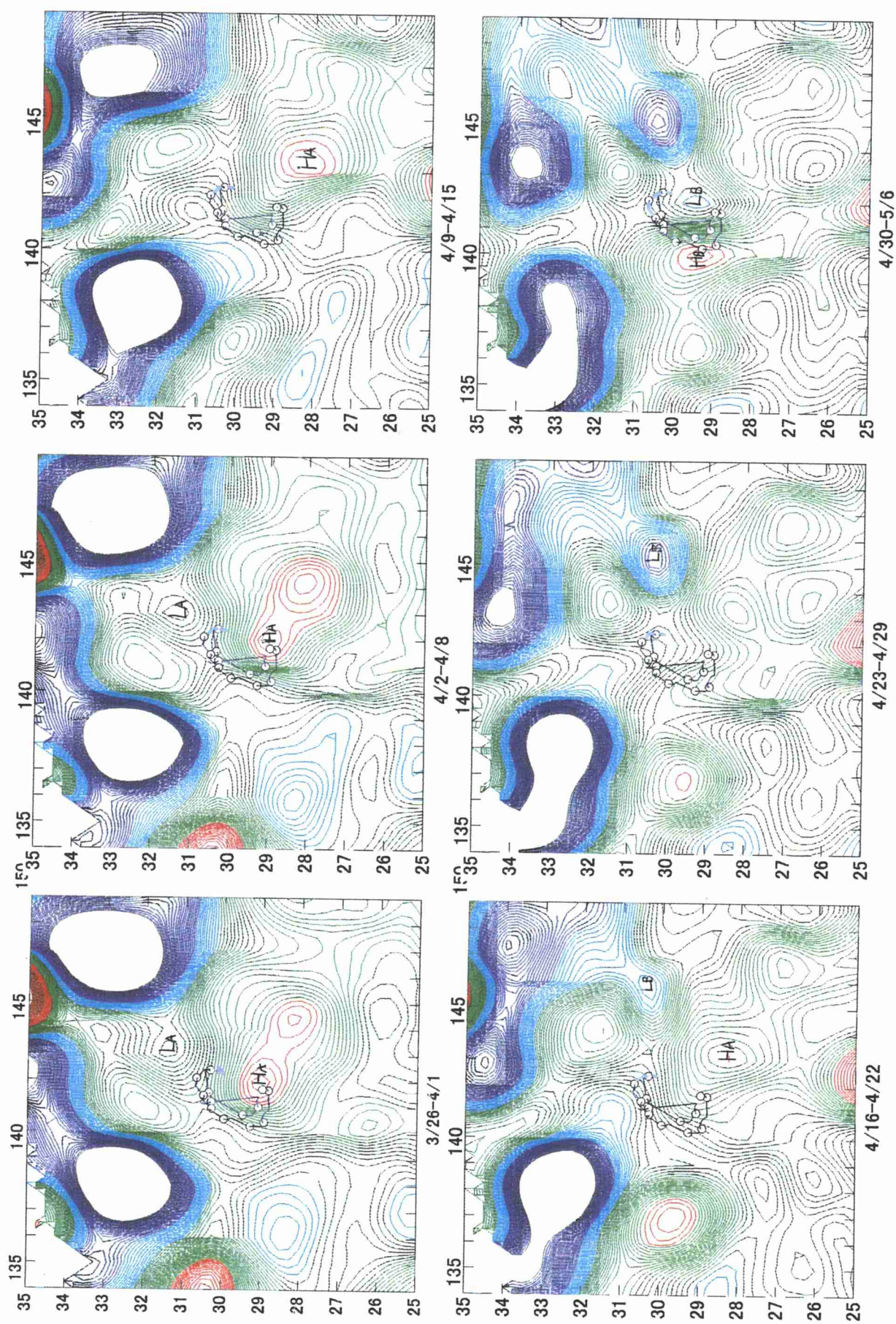


図 22.2 TOPEX/POSEIDON 海面高度場とフロートの漂流路

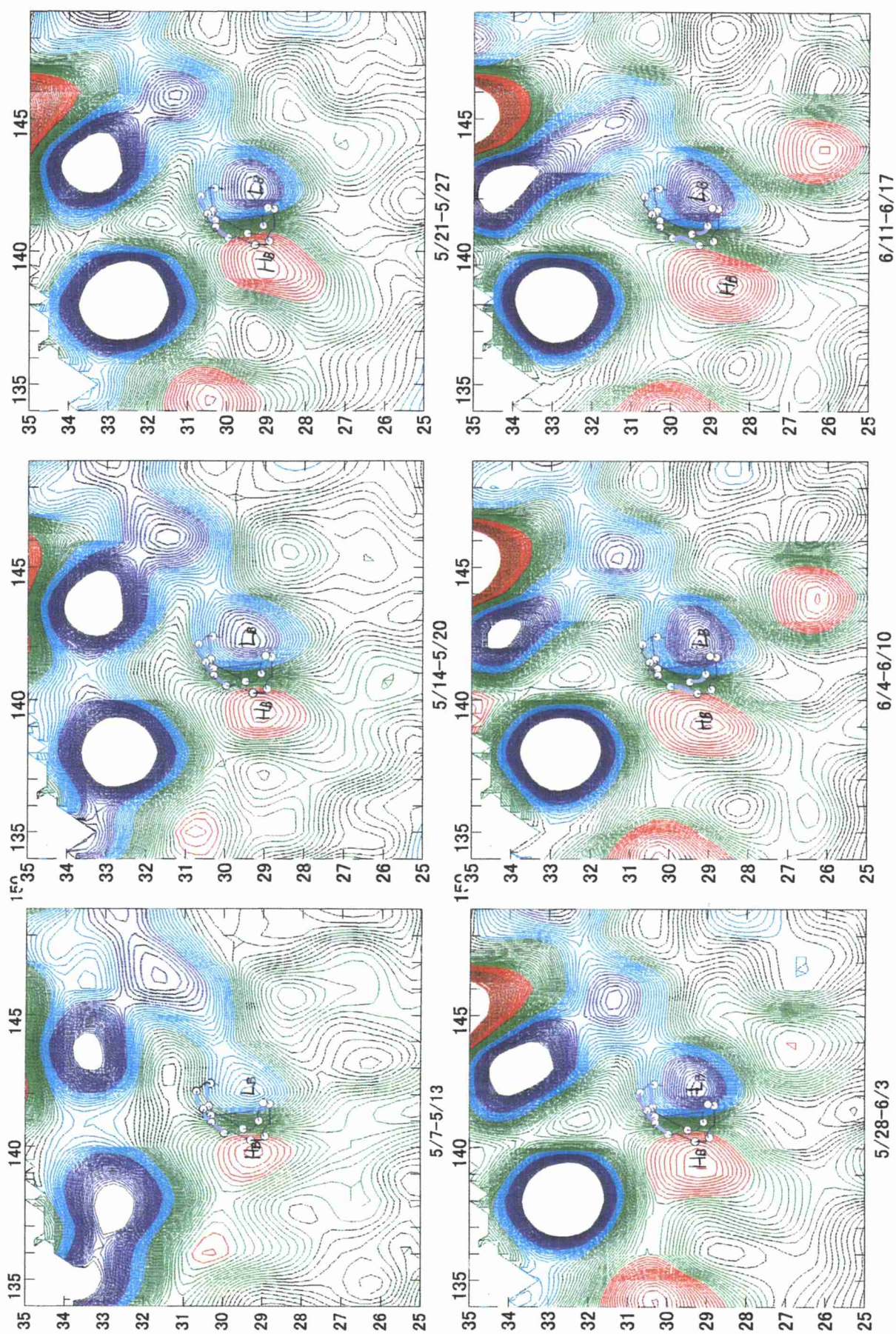


図 22.3 TOPEX/POSEIDON 海面高度場とフロートの漂流路

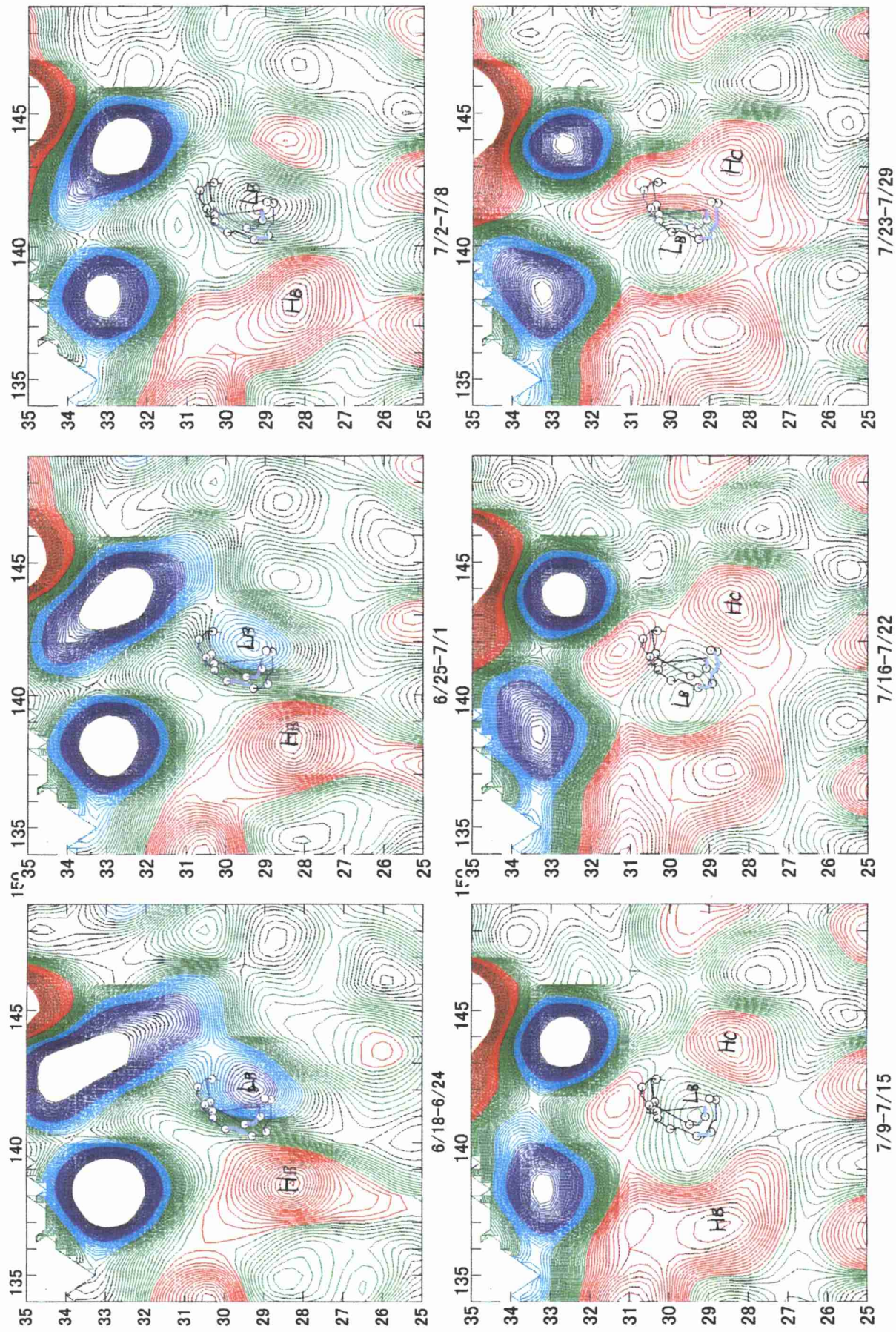


図 22.4 TOPEX/POSEIDON 海面高度場とフロートの漂流路

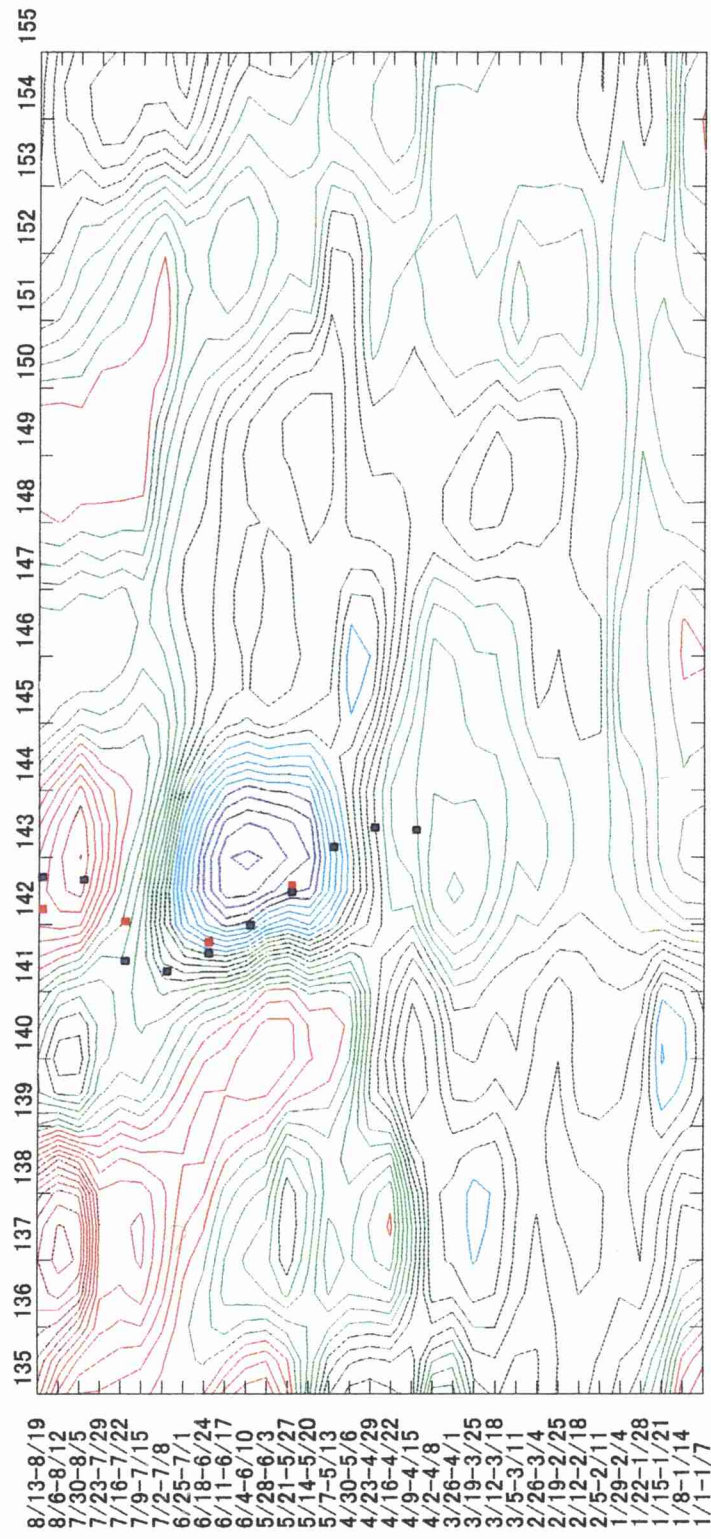


図 22.5 北緯 29~30 度の TOPEX/POSEIDON 海面高度の時間-経度断面

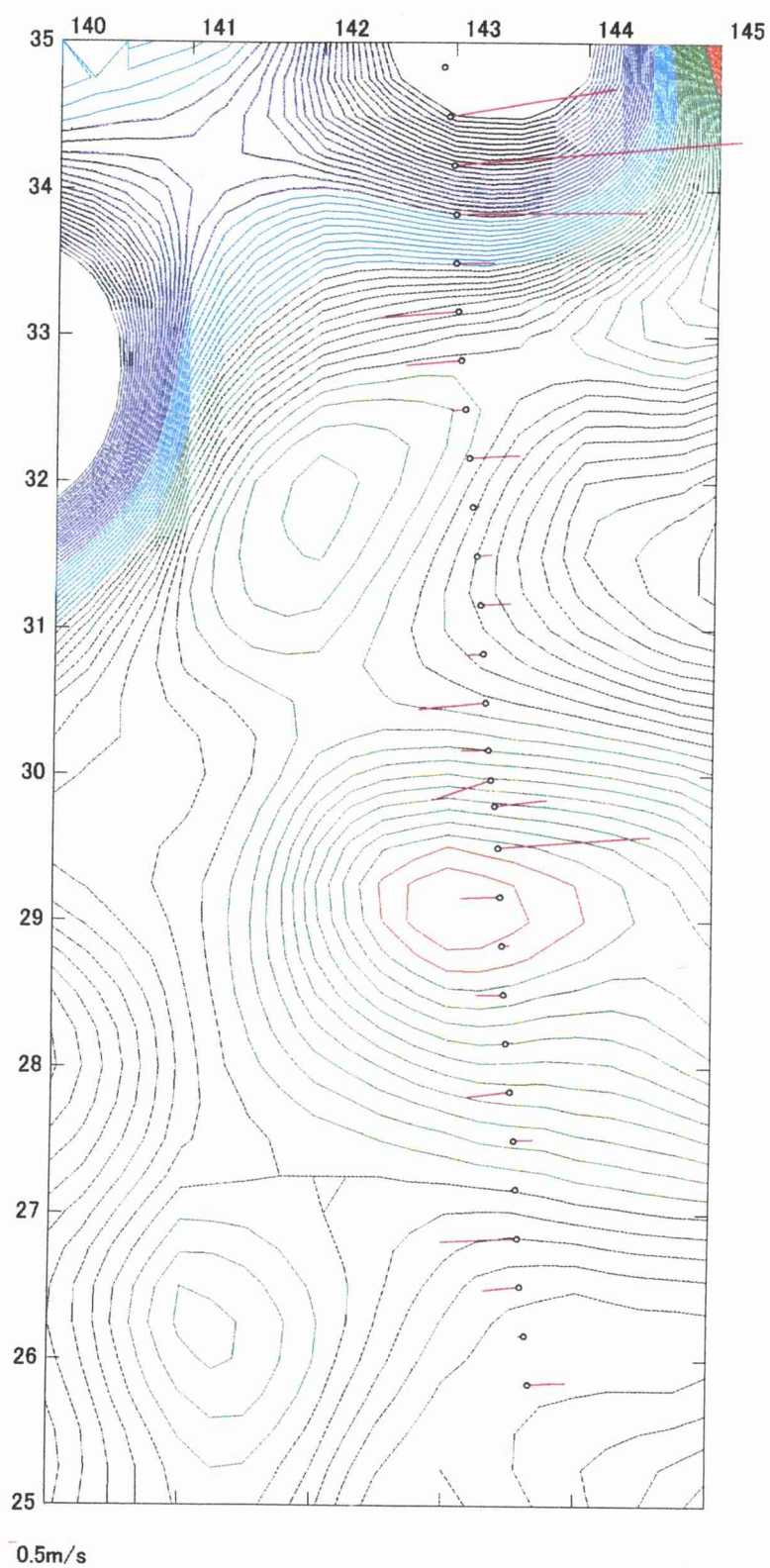


図 23.1 MR00-K02 の XCTD
観測から求めた海面地衡流速ベクトル (m/s)

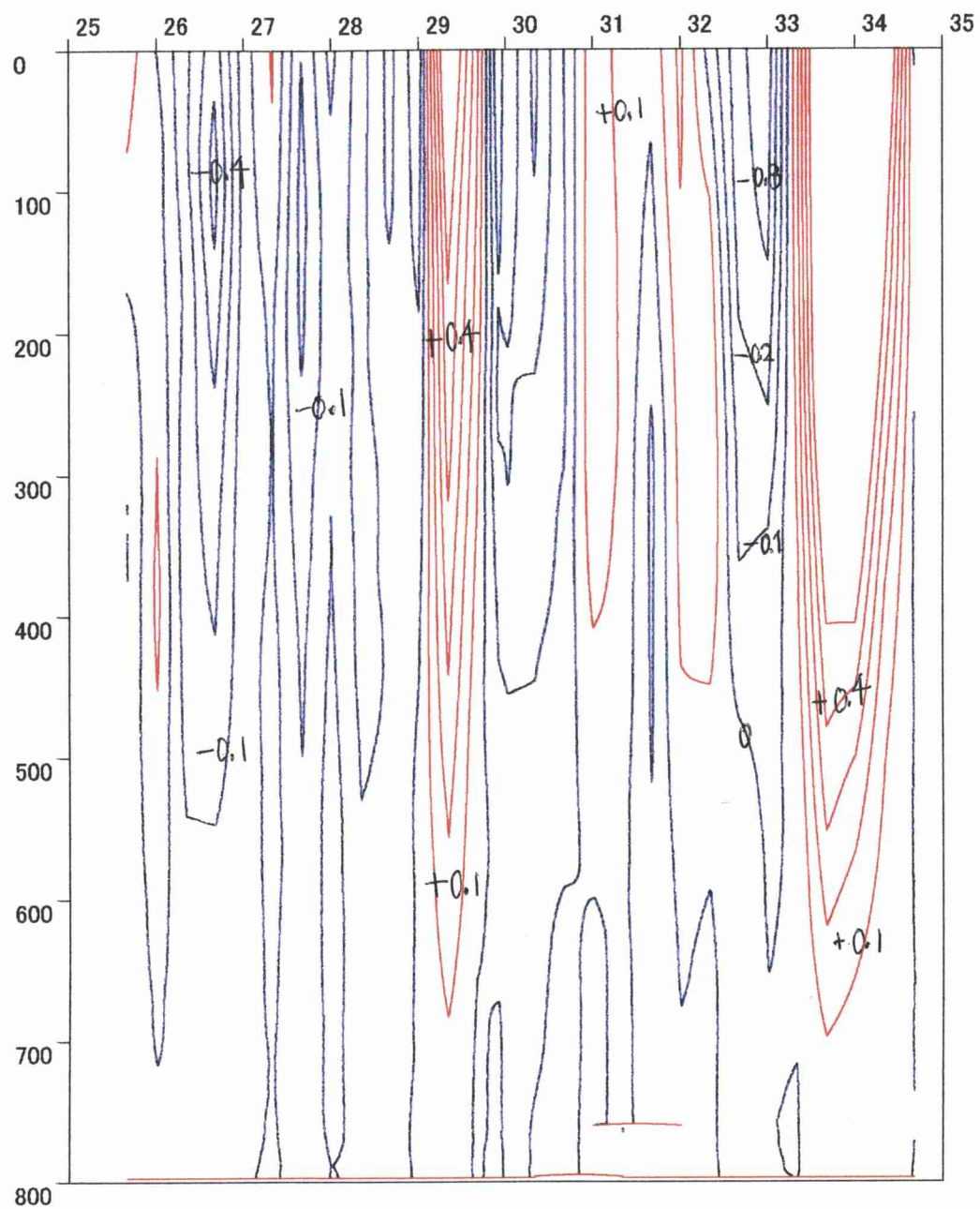


図 23.2 MR00-K02 の XCTD 測線に沿った 800db 基準の地衡流速断面図 (m/s)

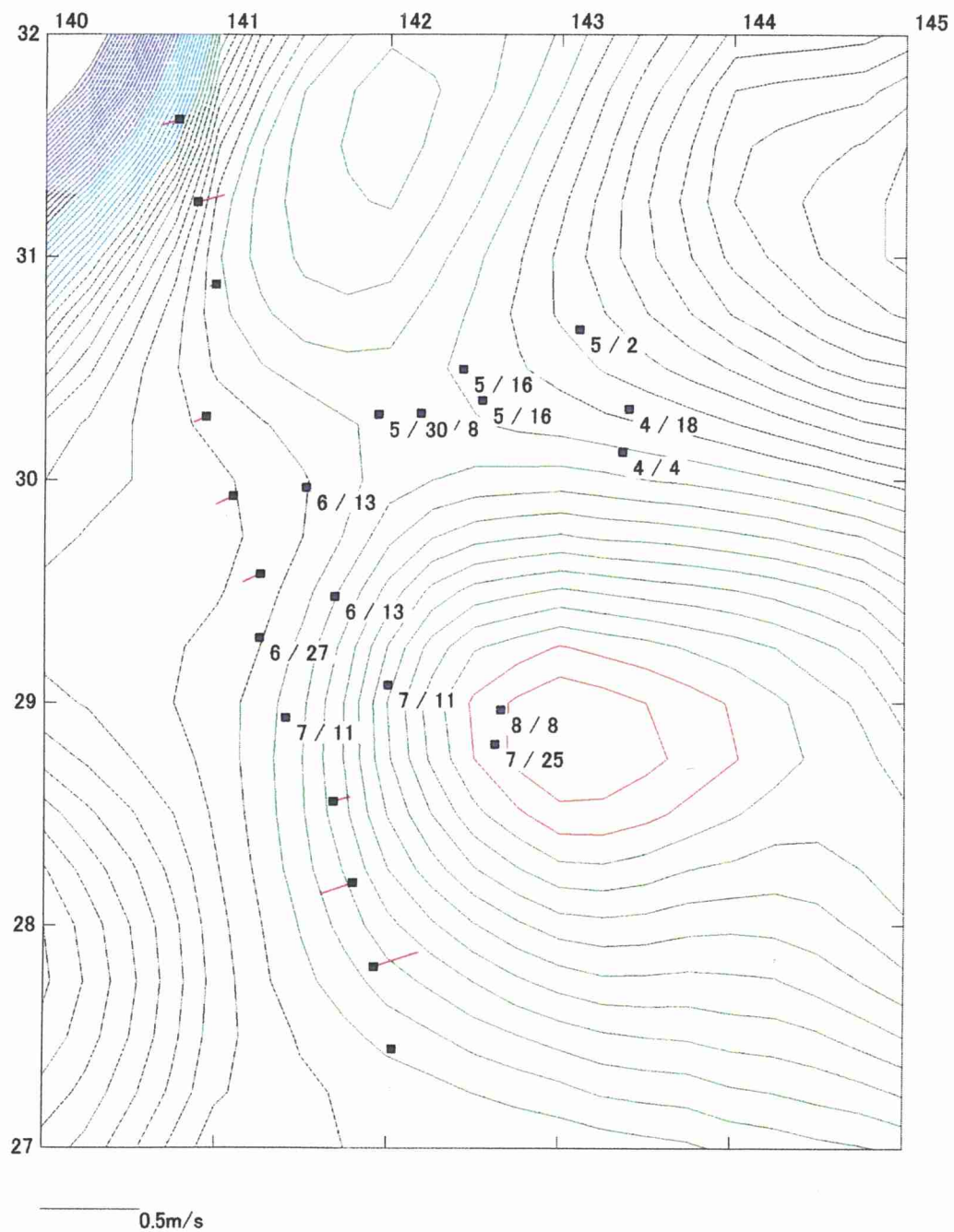


図 24.1 海面高度分布と3月 TOLEX/XBT 観測値による海面地衡流速(m/s)
(XBT 観測による水温と WOA98 月平均値から見積もった 800db 基準の地衡流)

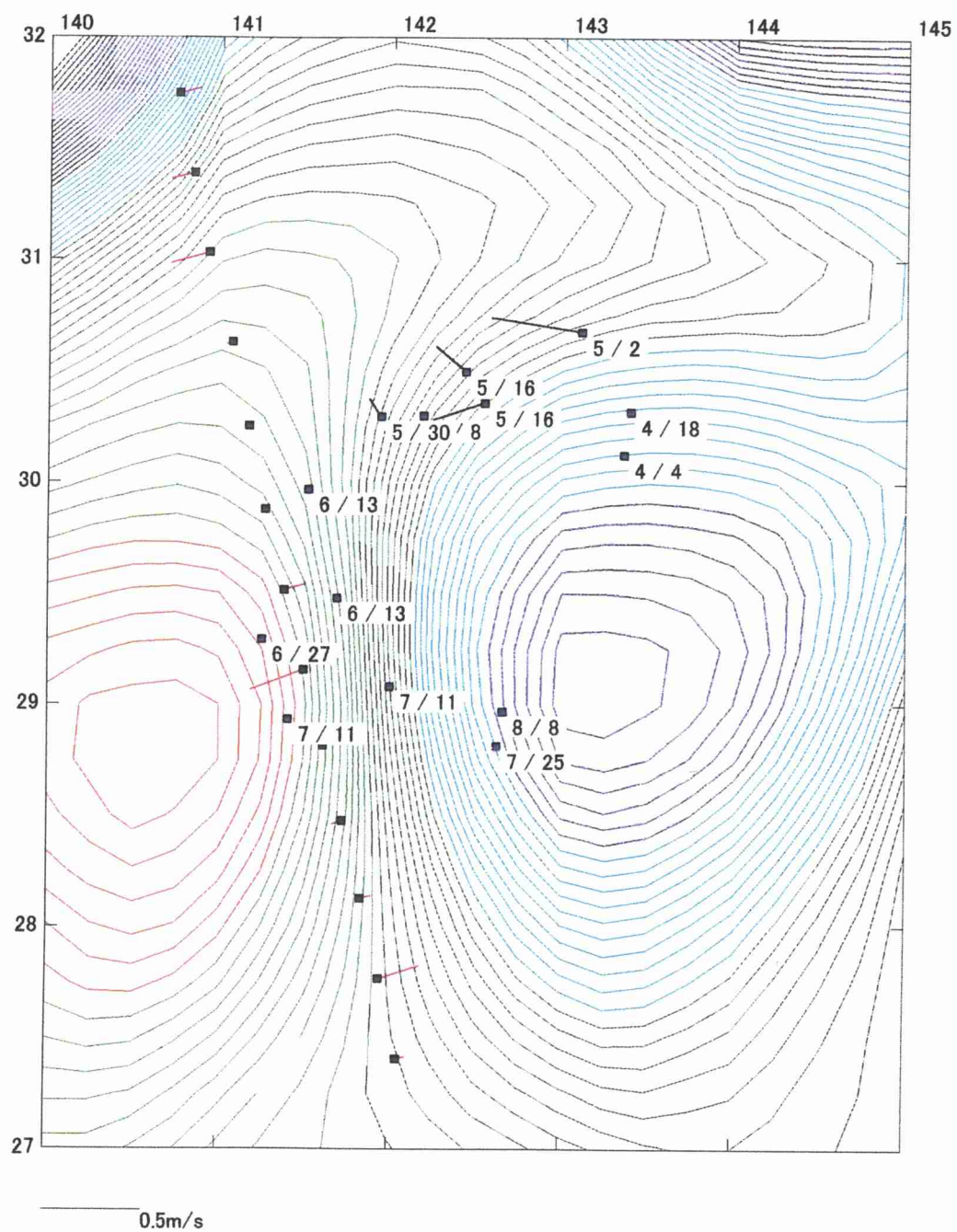


図 24.2 海面高度分布と5月 TOLEX/XBT 観測値による海面地衡流速
および中層フロートの海面での移動速度(m/s)
(XBT 観測による水温と WOA98 月平均値から見積もった 800db 基準の地衡流)

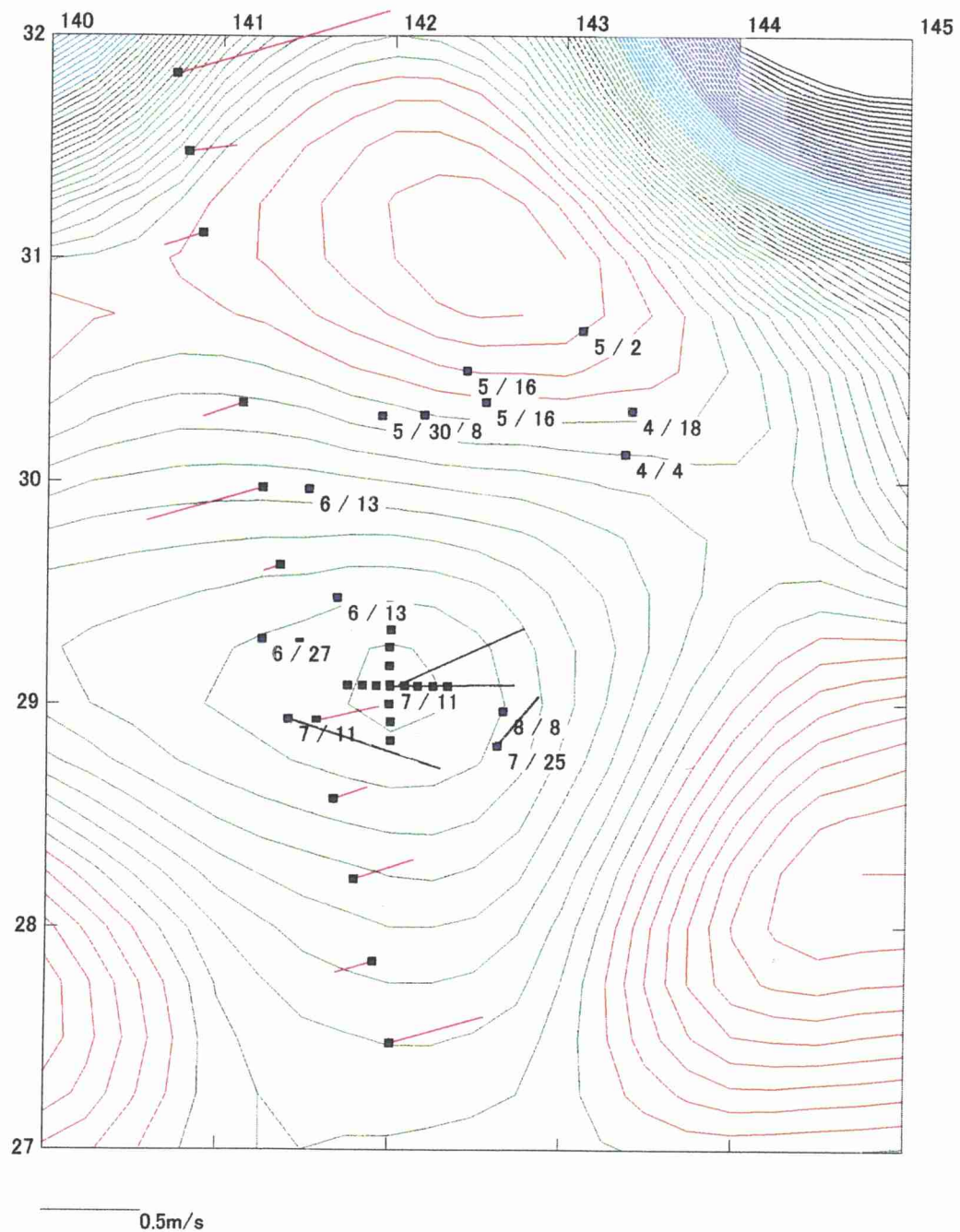


図 24.3 海面高度分布と 7 月 TOLEX/XBT 観測値による海面地衡流速
 および中層フロートの海面での移動速度(m/s)、天洋 CTD 観測の最大地衡流速
 (XBT 観測による水温と WOA98 月平均値から見積もった 800db 基準の地衡流)

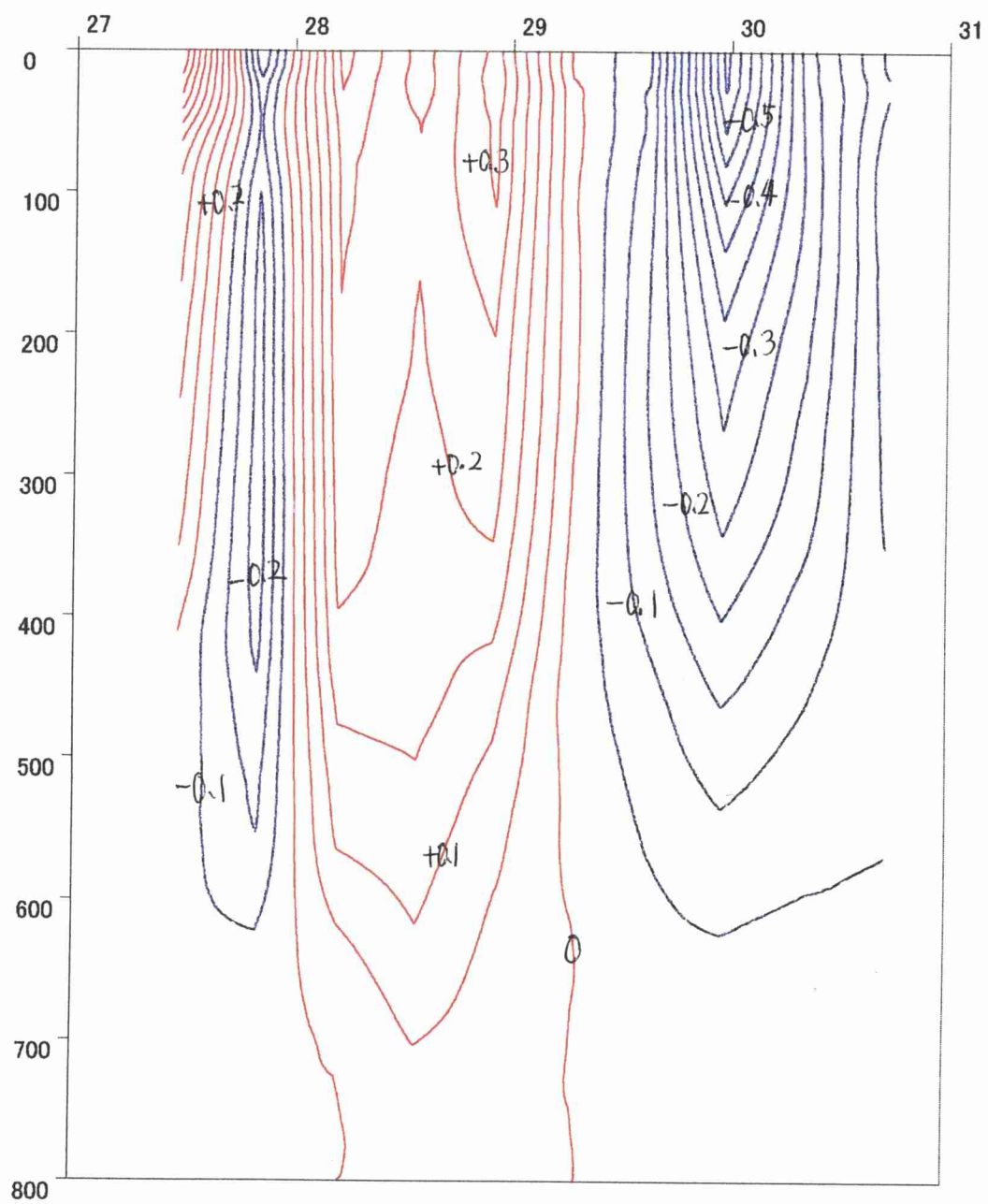


図 24.4 7 月 TOLEX/XBT 測線に沿った地衡流測断面図(m/s)

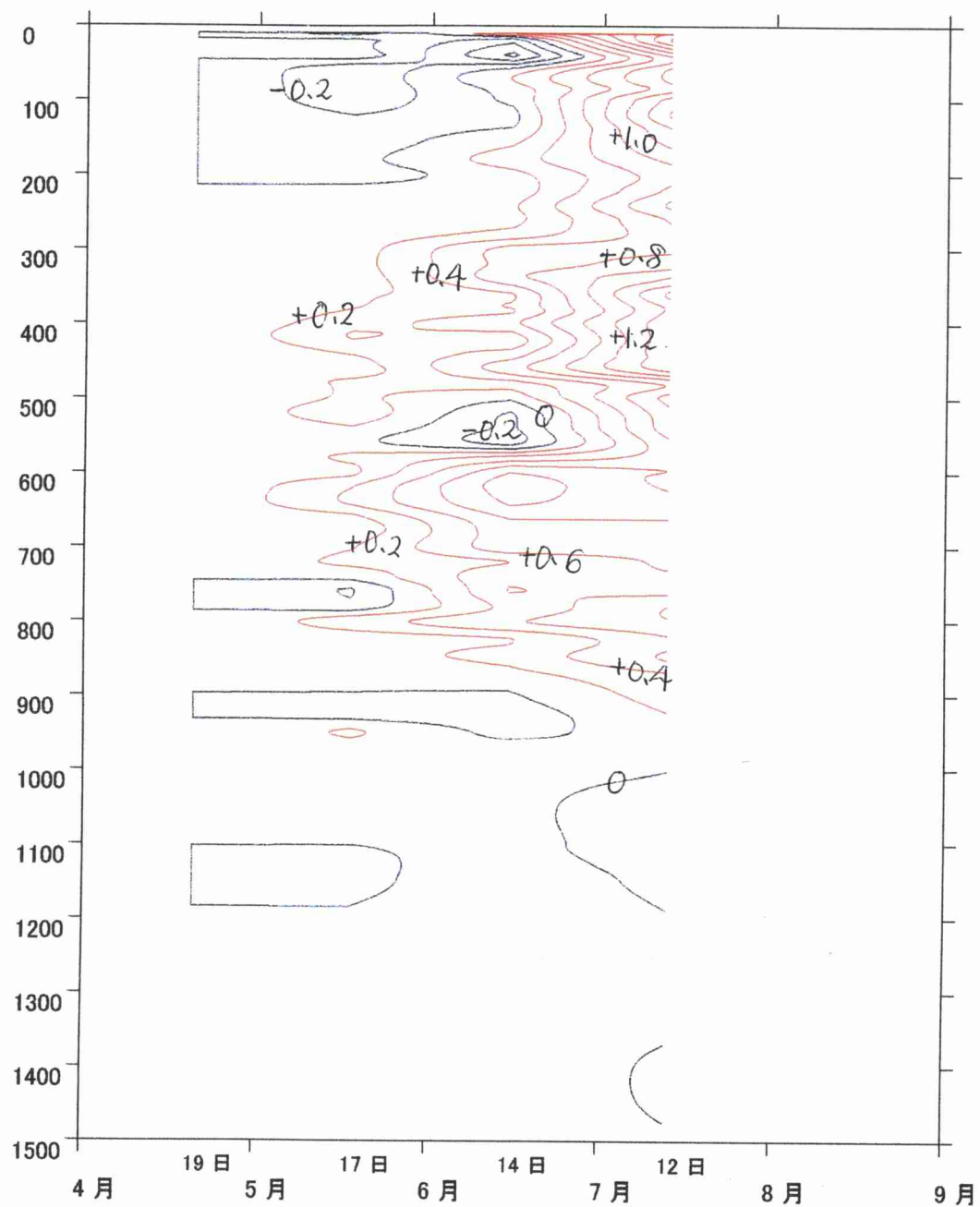


図 25.1 フロート B の水温－フロート A の水温の鉛直断面図(°C)

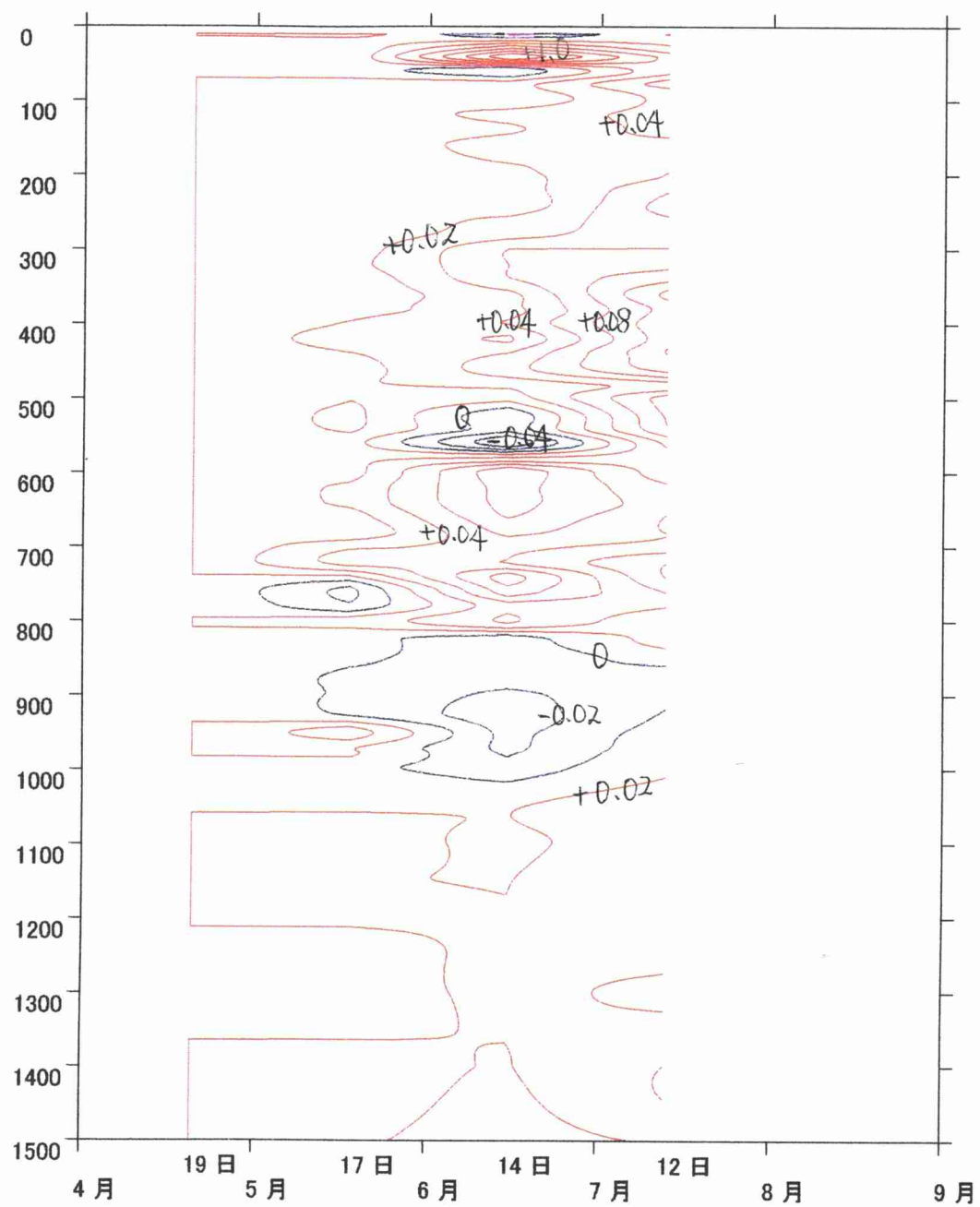


図 25.2 フロート B の塩分－フロート A の塩分の鉛直断面図(psu)

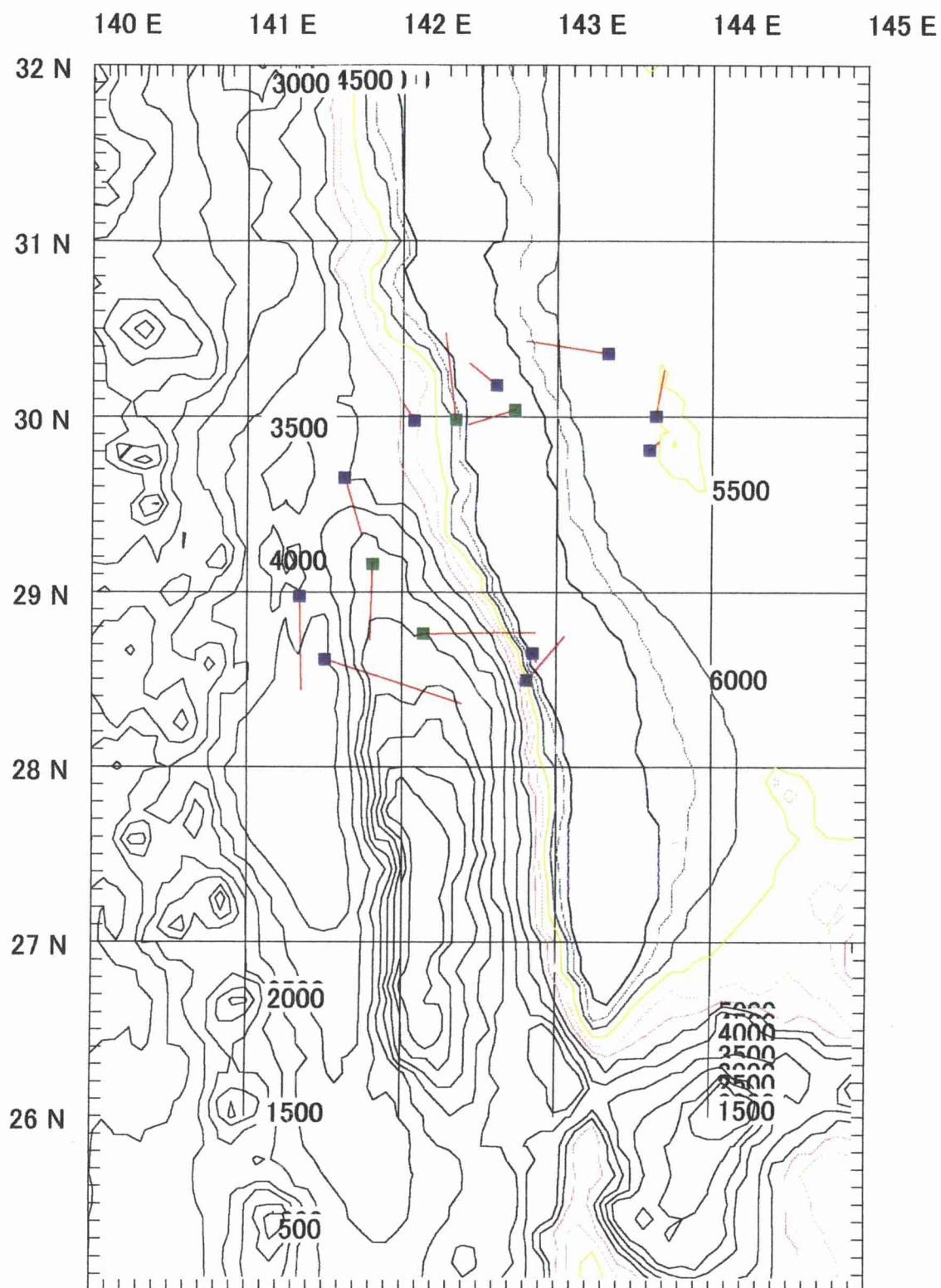


図 26.1 フロートの海面での移動速度ベクトル(m/s)

0.5m/s

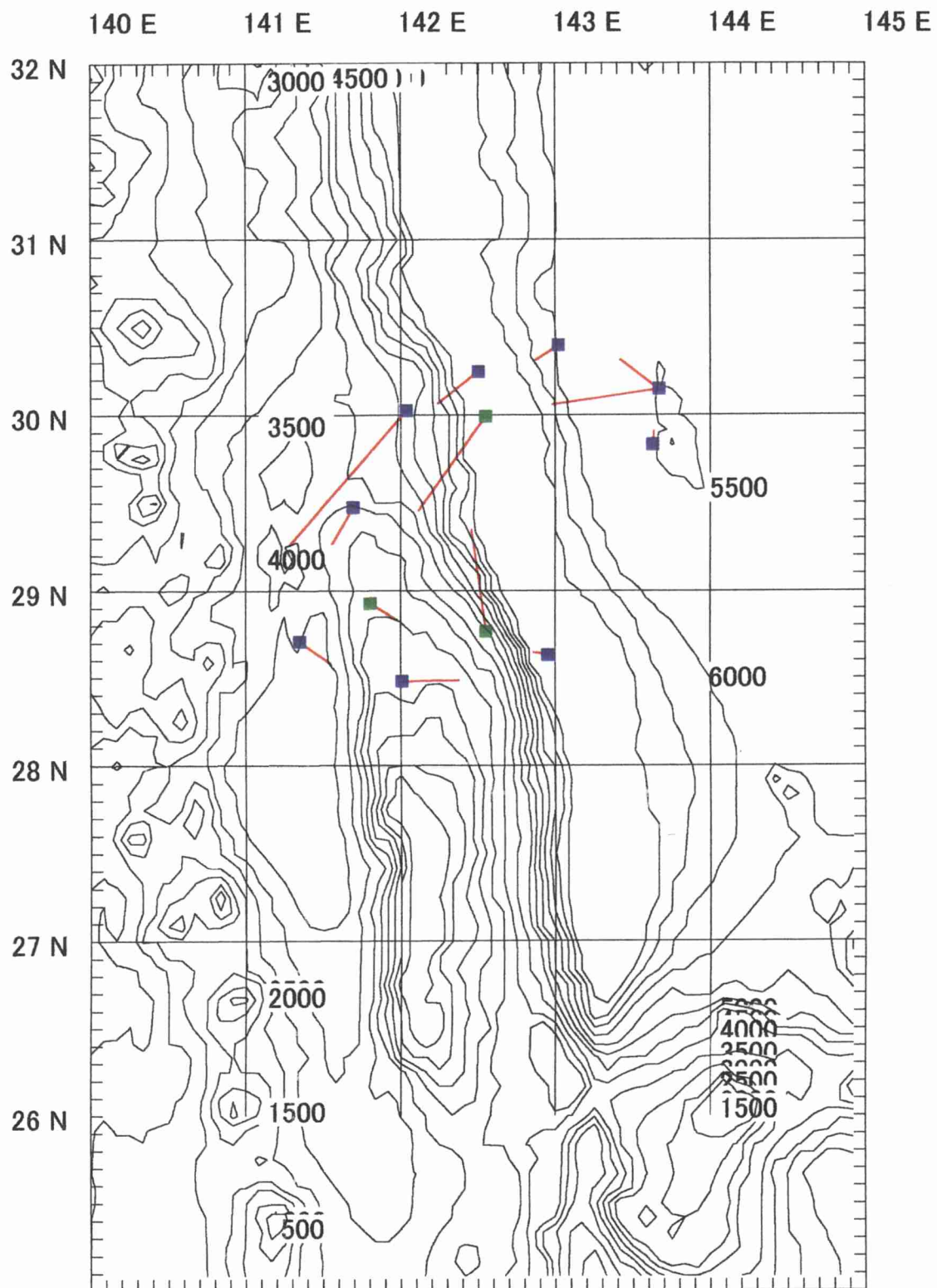


図 26.2 フロートの海中での移動速度ベクトル(m/s)

— 0.05m/s

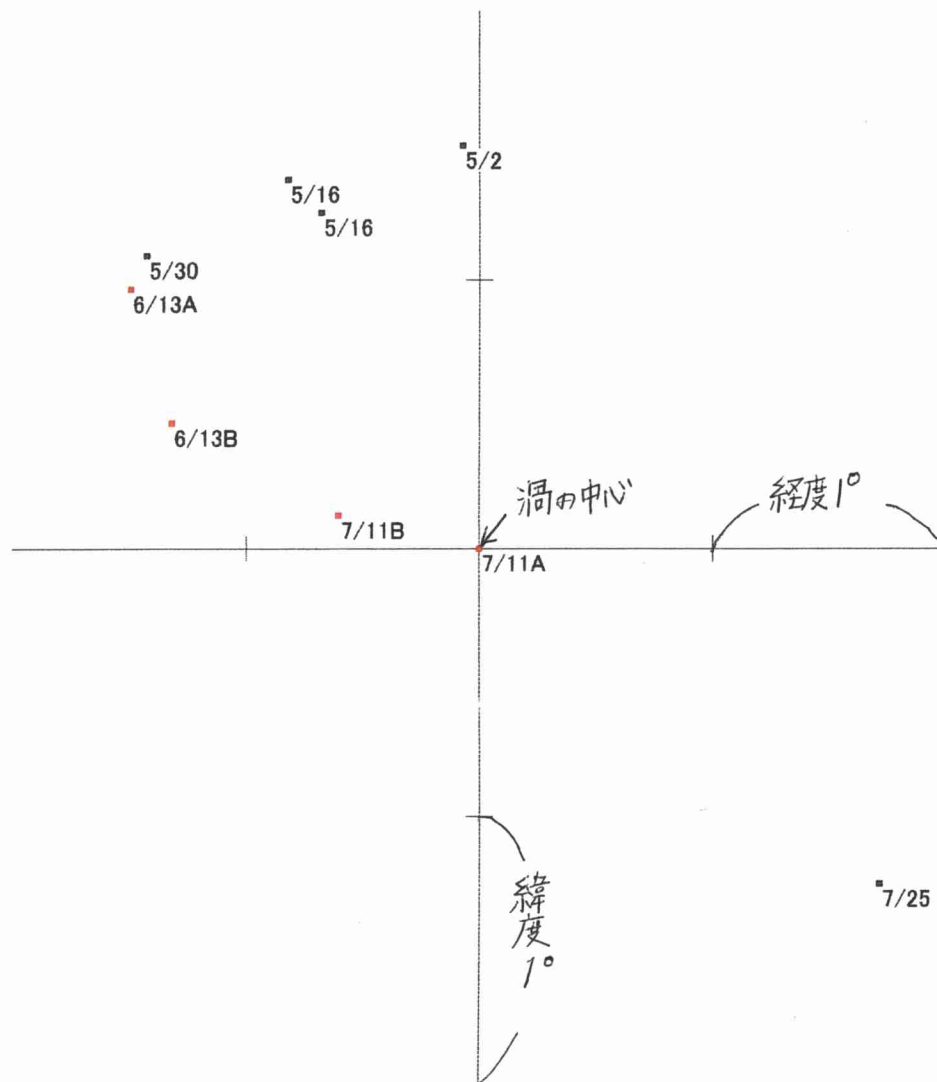


図 27.1 TOPEX/POSEIDON 海面高度から想定した低気圧性渦の中心と
5 月以降のフロートの距離関係
(赤点が渦の推定に用いた測点)

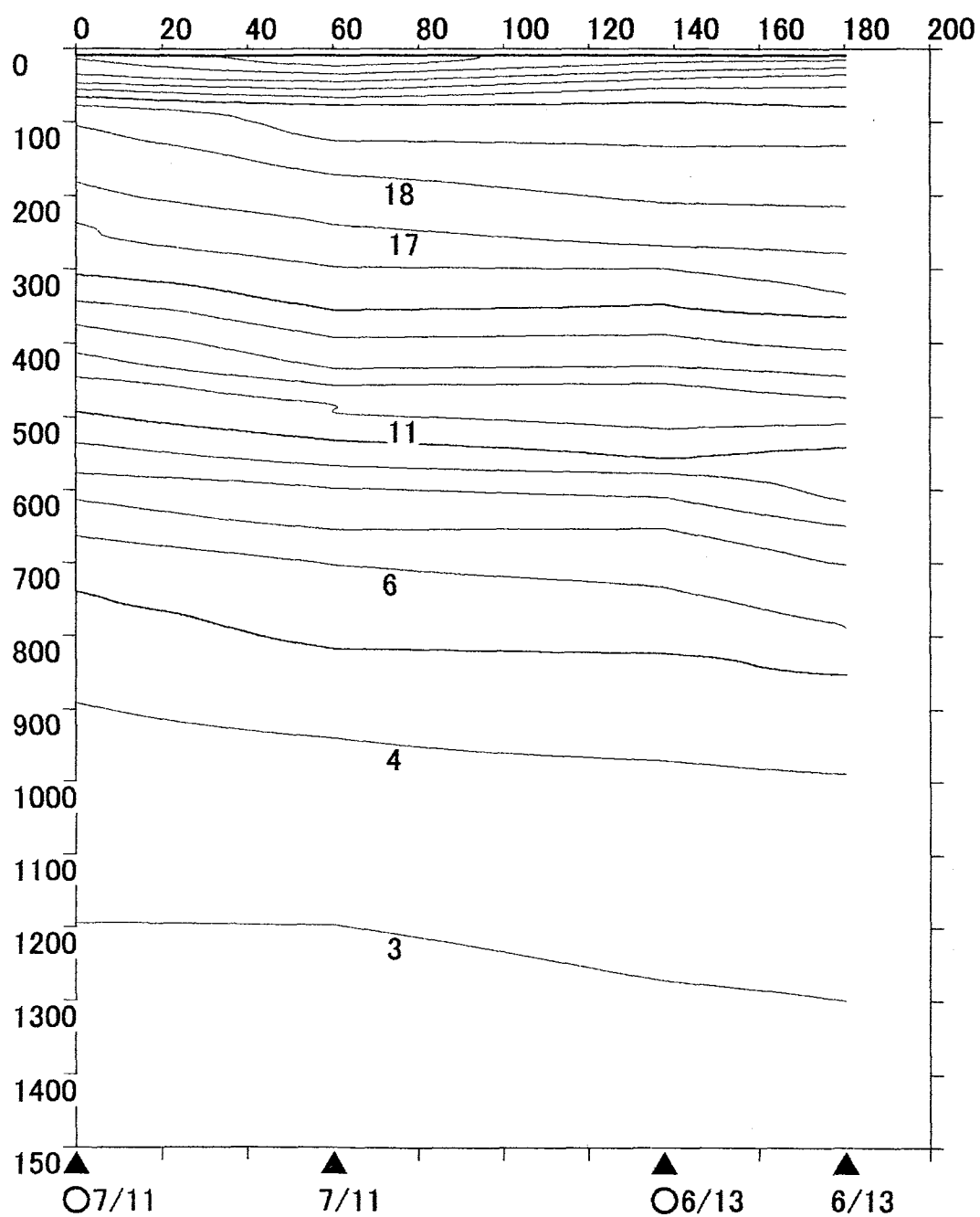


図 27.2 推定された渦の水温鉛直構造(°C)
 (横軸: 渦の中心からの距離 (km)、縦軸: 水深 (m) ○印はフロート A)

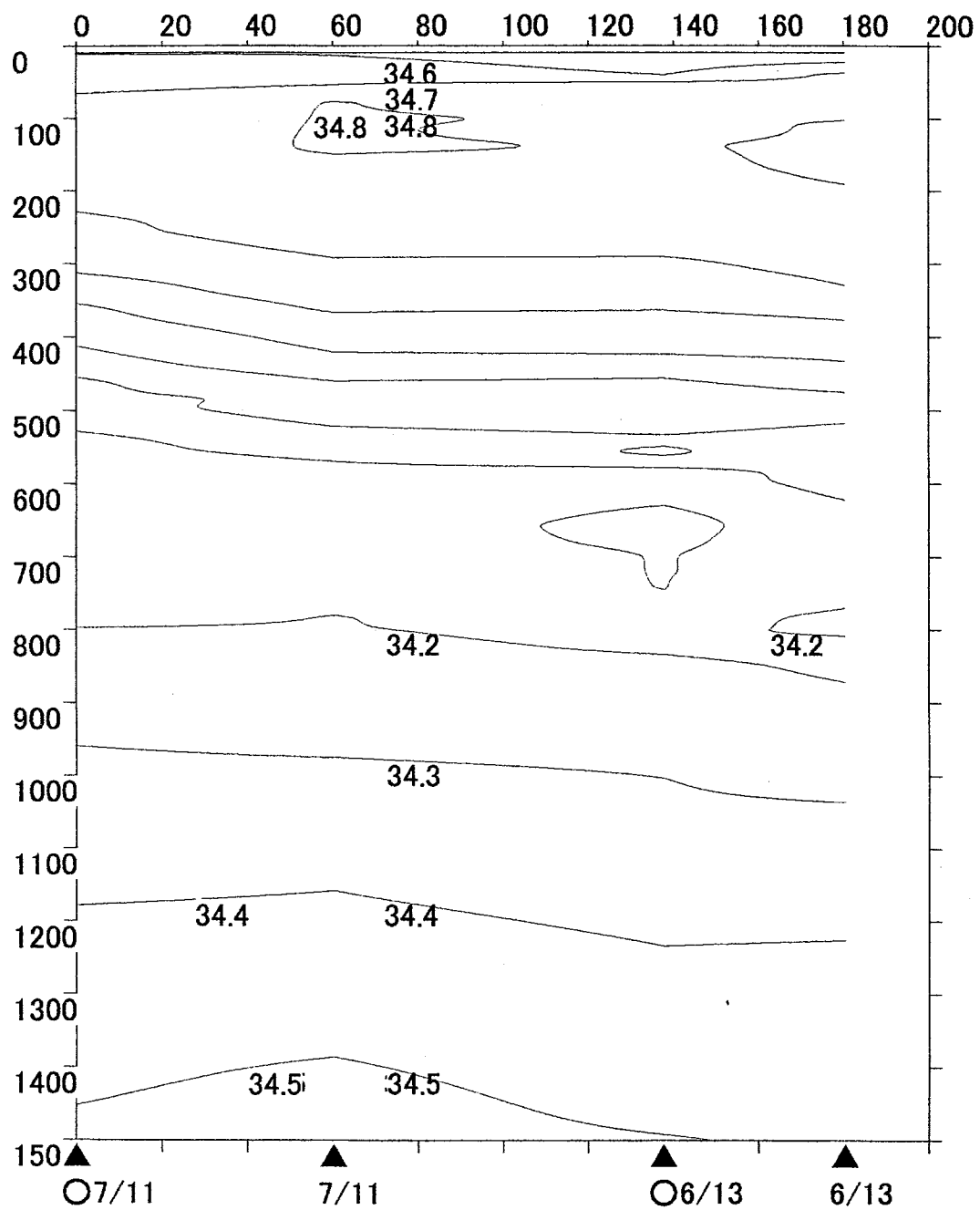


図 27.3 推定された渦の塩分鉛直構造(psu)
 (横軸: 渦の中心からの距離(km)、縦軸: 水深(m) ○印はフロートA)

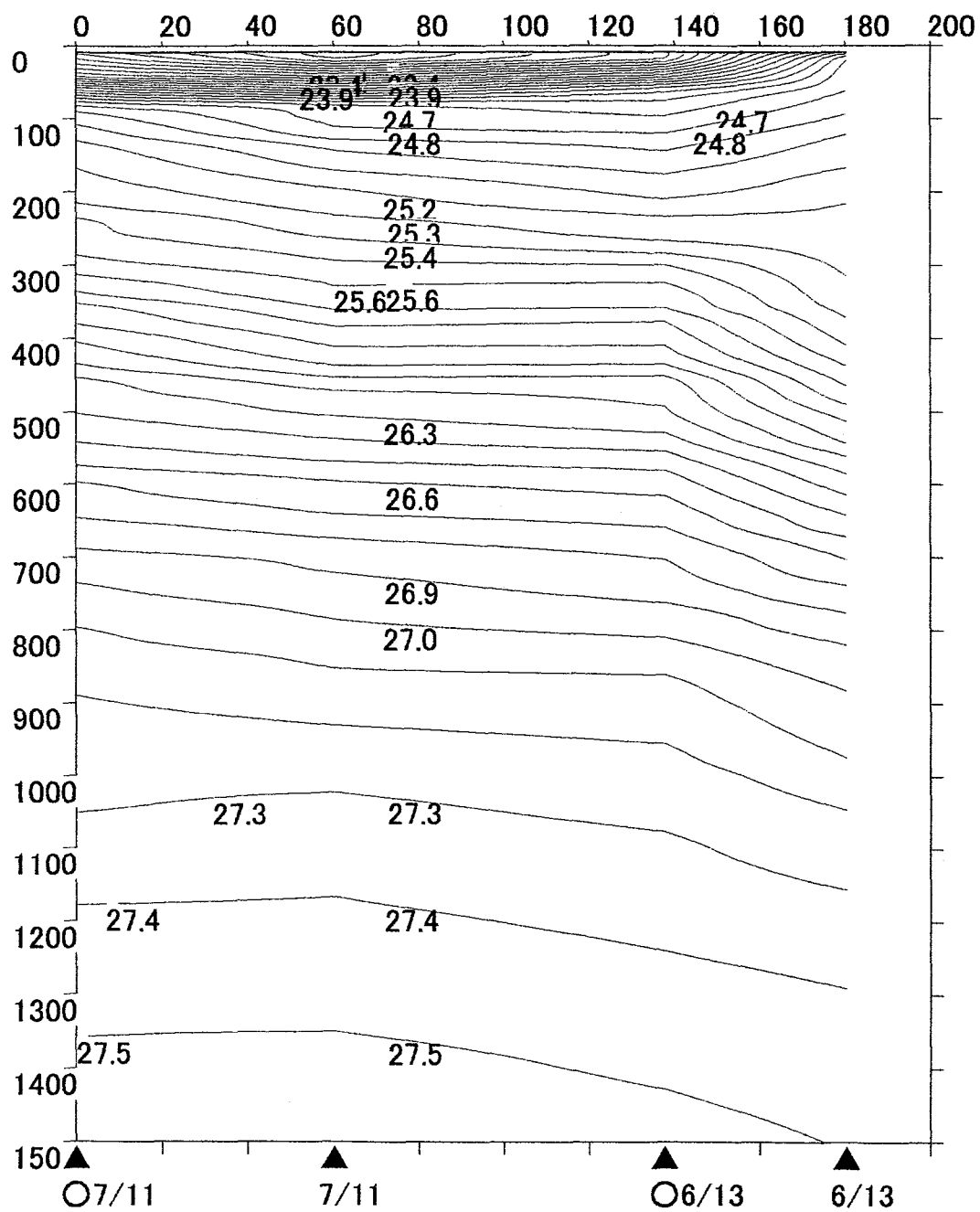


図 27.4 推定された渦のポテンシャル密度の鉛直構造(kg/m^3)
 (横軸: 渦の中心からの距離(km)、縦軸: 水深(m) ○印はフロート A)

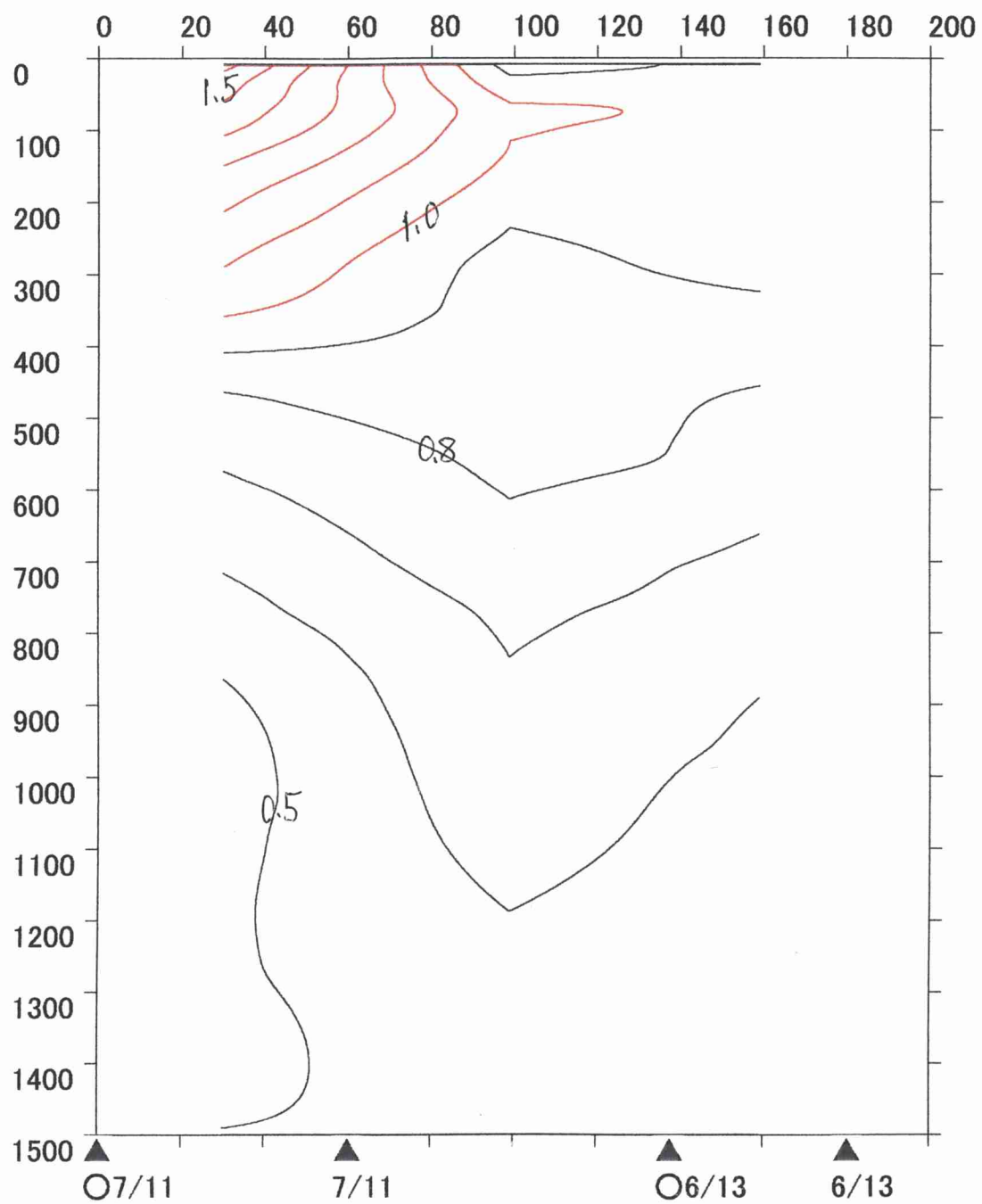


図 27.5 推定された渦の地衡流速断面図(m/s)
(横軸:渦の中心からの距離(km)、縦軸:水深(m) ○印はフロートA)

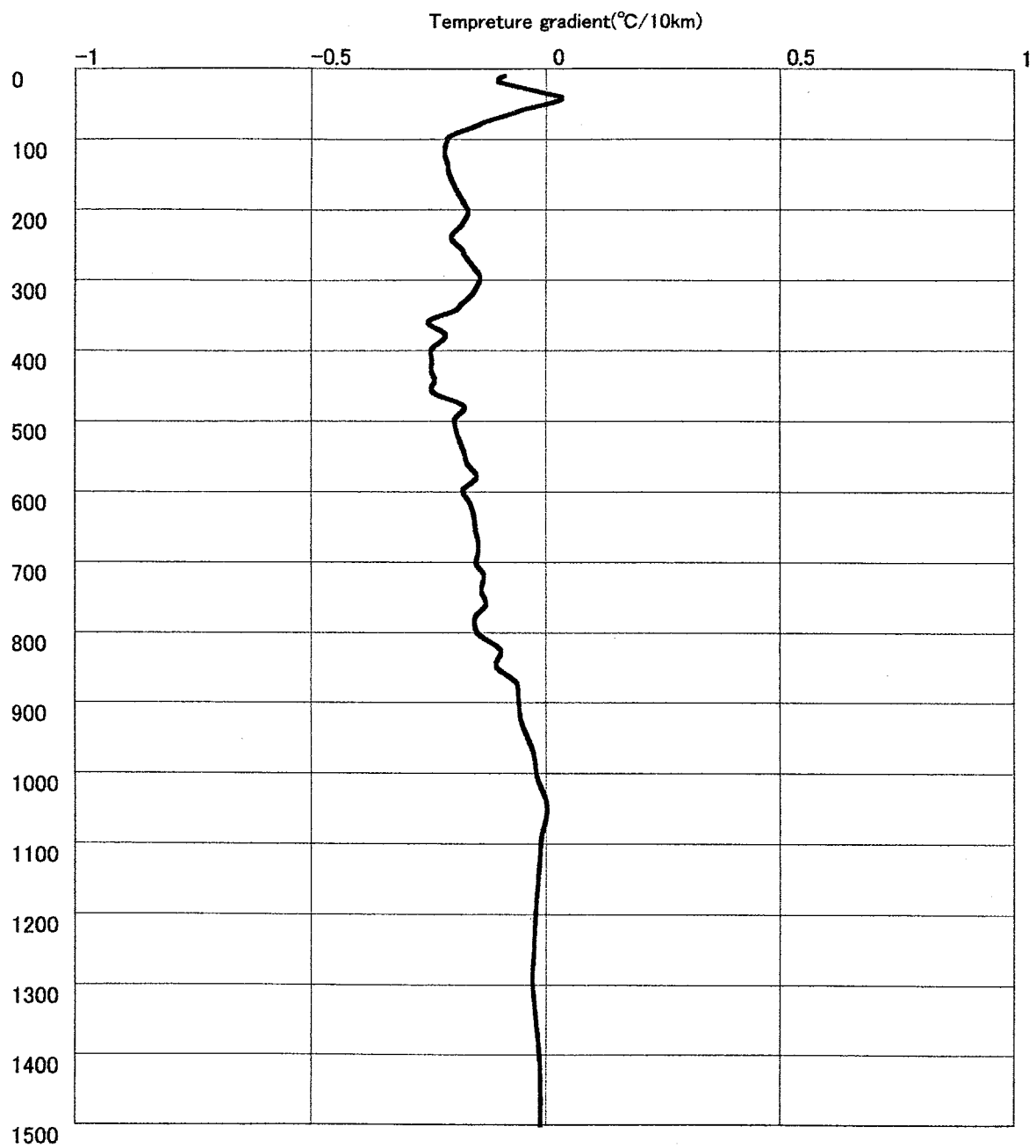


図 27.6 推定された渦の水溫鉛直勾配(°C/10km)

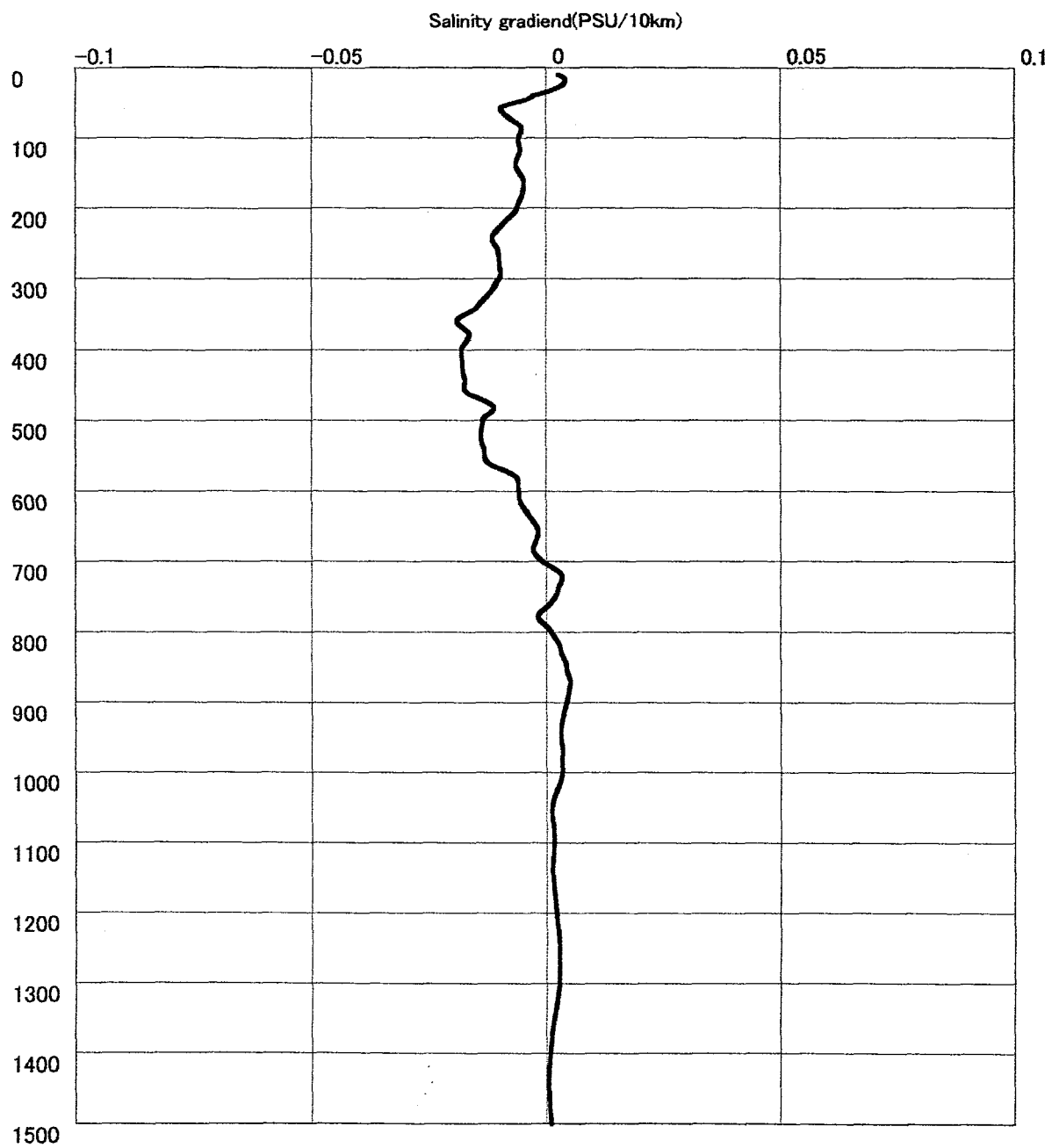


図 27.7 推定された渦の塩分鉛直勾配(psu/10km)

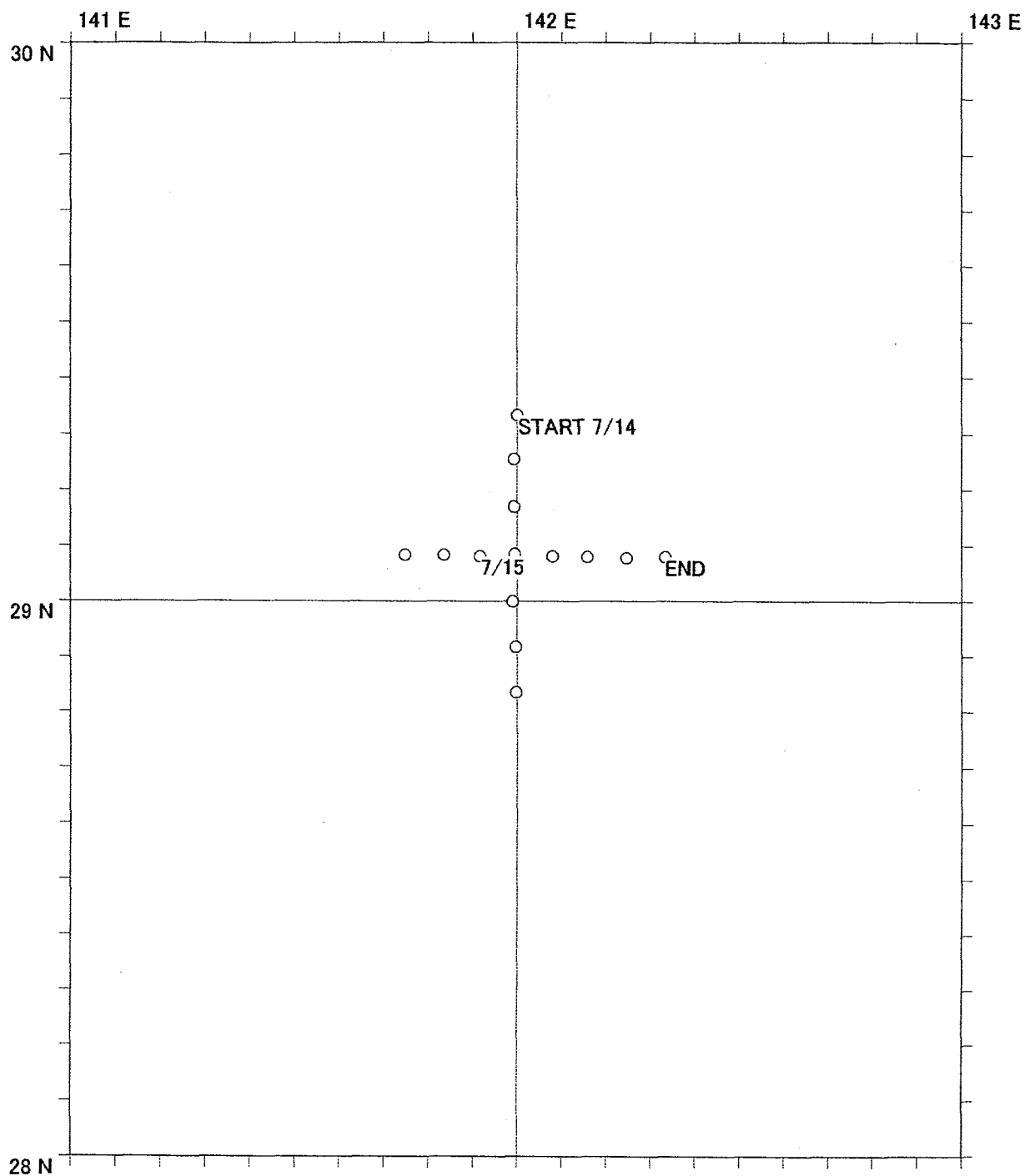


図 28.1 天洋 CTD 観測値から想定した渦の中心と CTD 観測点の距離関係

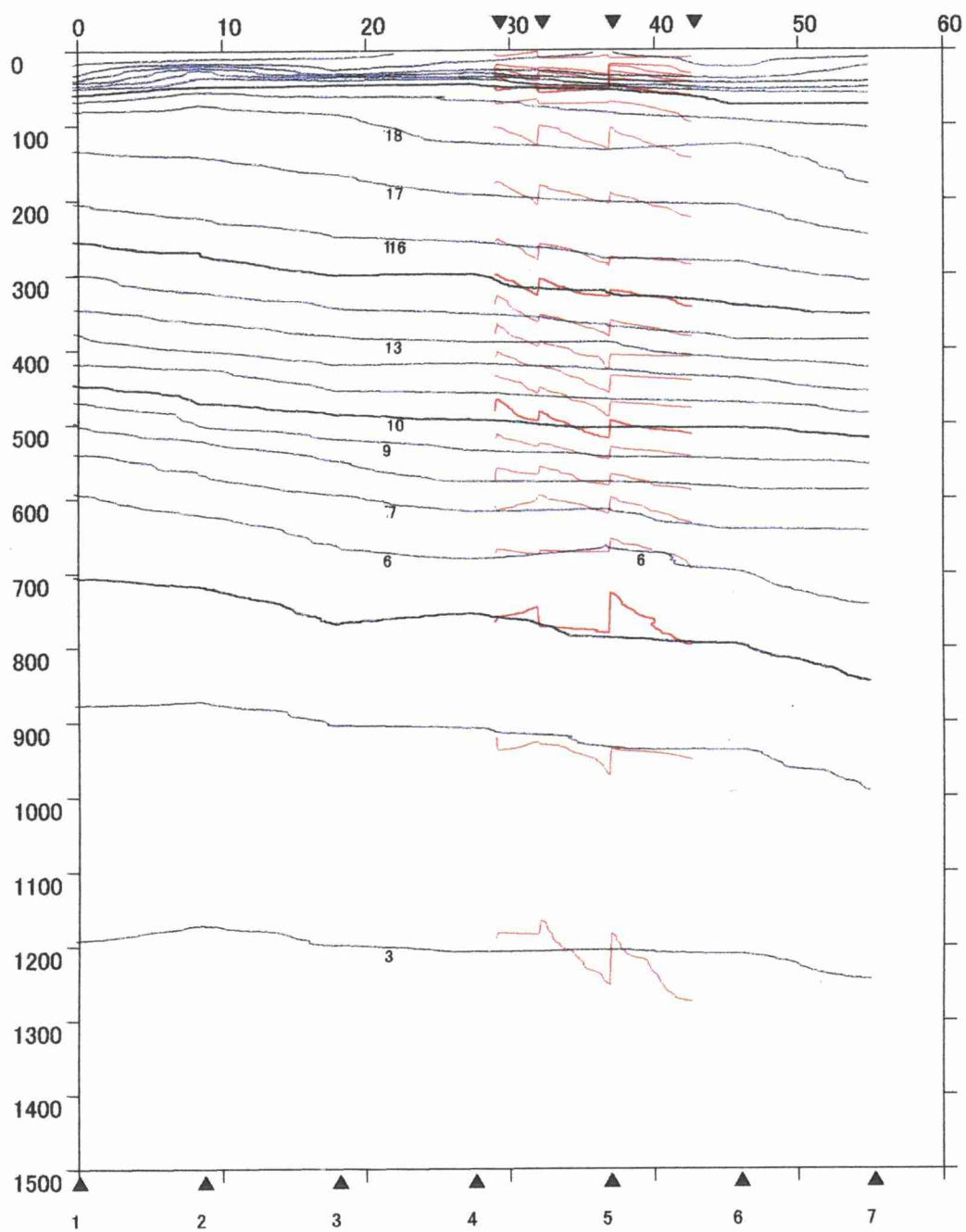


図 28.2 天洋 CTD 観測値から推定された渦の水温鉛直構造

(横軸: 渦の中心からの距離(km)、縦軸: 水深(m) 青色の等値線は東経 142 度線に沿う CTD 観測結果、
赤色の等値線は北緯 29 度線に沿う CTD 観測結果を合成させたもの)

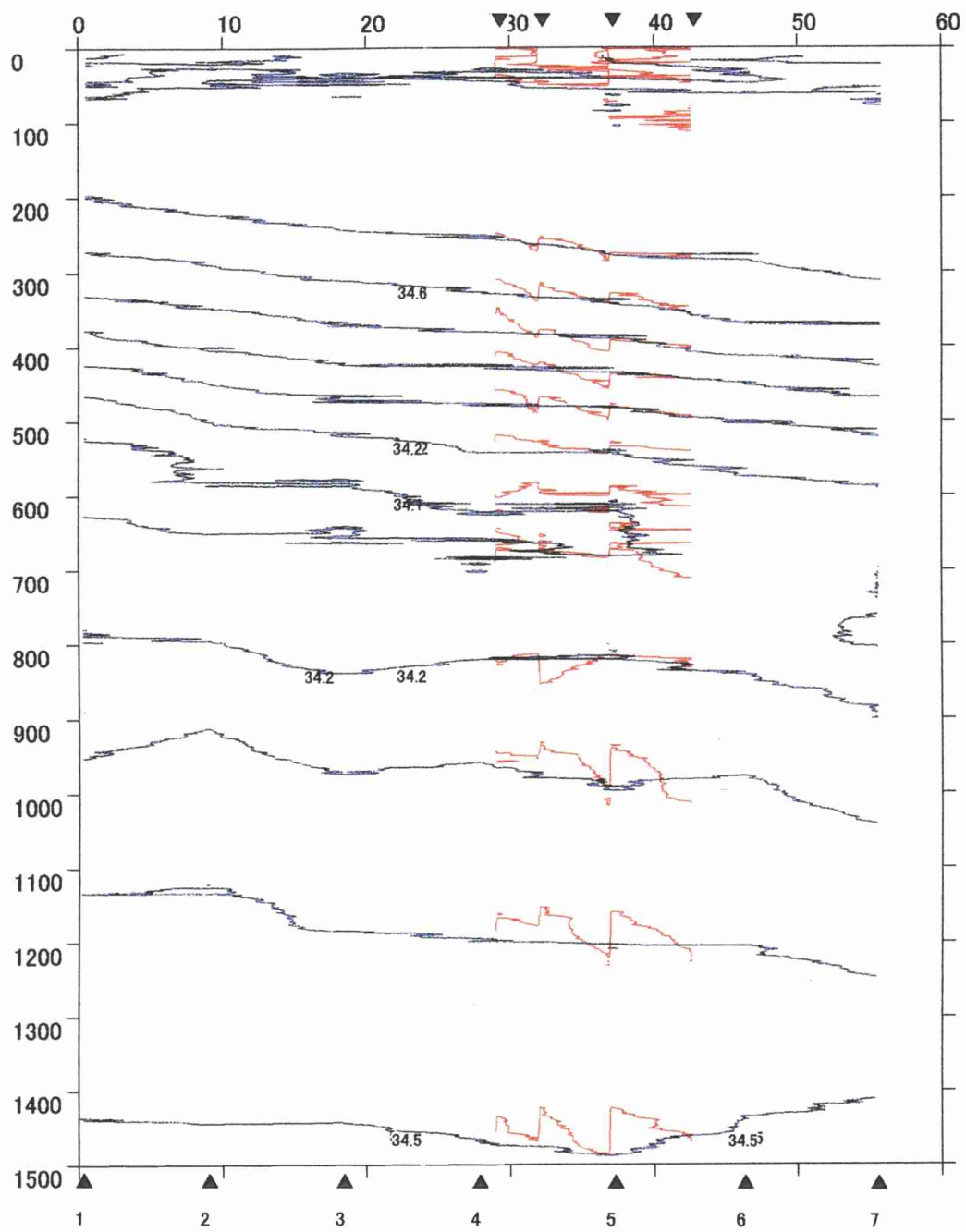


図 28.3 天洋 CTD 観測値から推定された渦の塩分鉛直構造(psu)

(横軸:渦の中心からの距離(km)、縦軸:水深(m) 青色の等値線は東経 142 度線に沿う CTD 観測結果、
赤色の等値線は北緯 29 度線に沿う CTD 観測結果を合成させたもの)

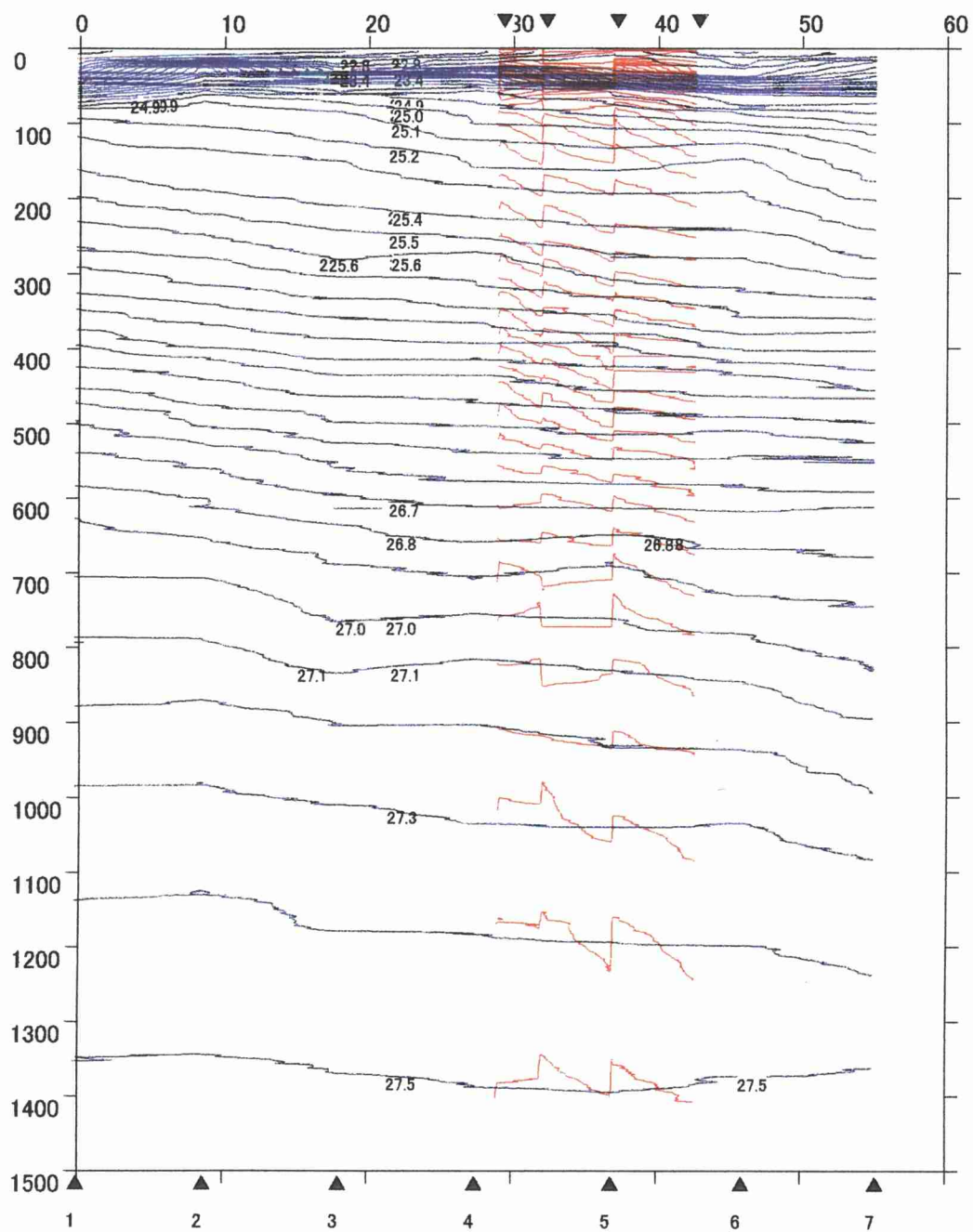


図 28.4 天洋 CTD 観測値から推定された渦のポテンシャル密度の鉛直構造(kg/m^3)
 (横軸:渦の中心からの距離(km)、縦軸:水深(m) 青色の等値線は東経 142 度線に沿う CTD 観測結果、
 赤色の等値線は北緯 29 度線に沿う CTD 観測結果を合成させたもの)

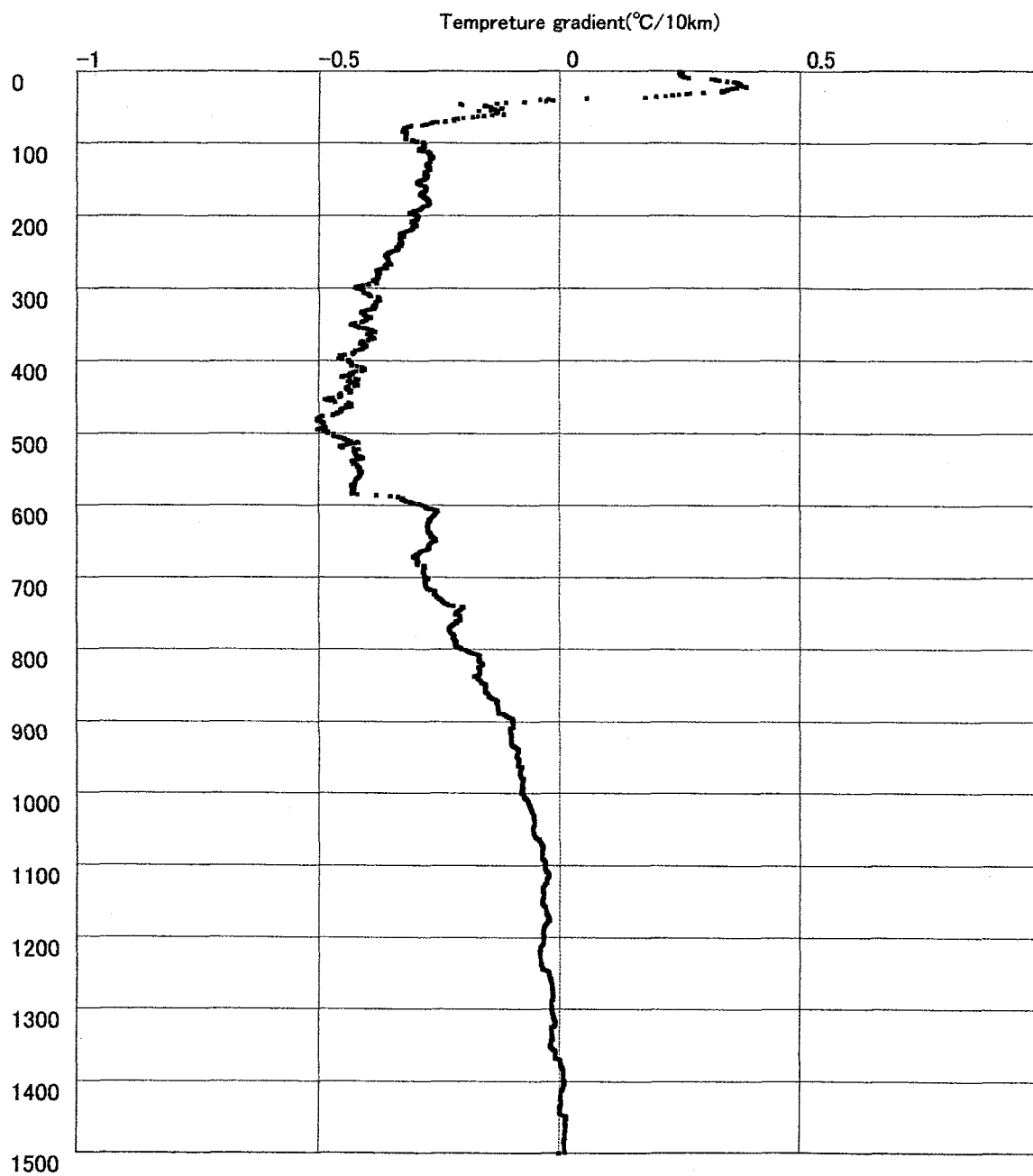


図 28.5 天洋 CTD 観測値から推定された渦の水温鉛直勾配(°C/10km)
 (東経 142 度線に沿う CTD 観測値から求めた結果)

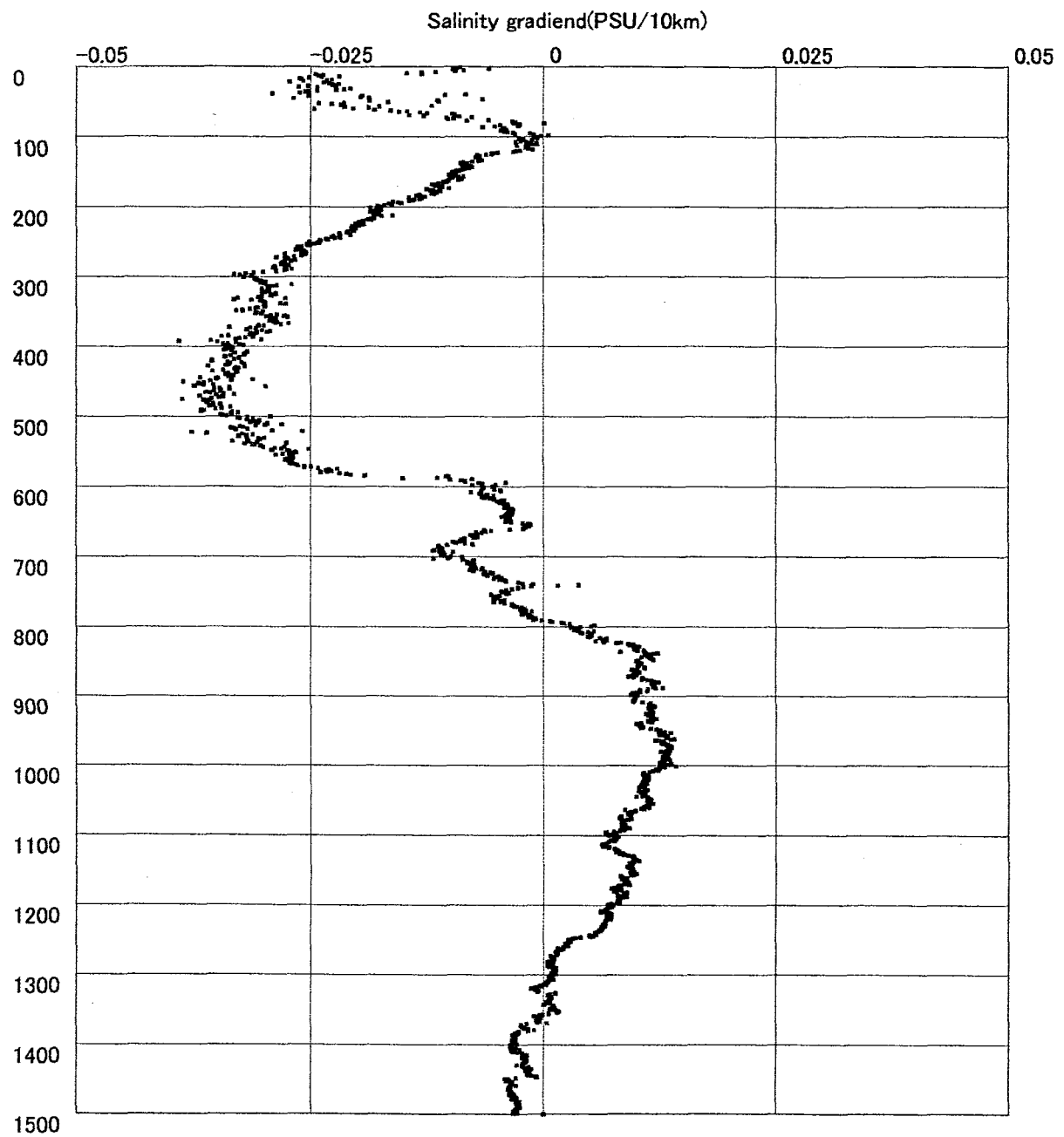
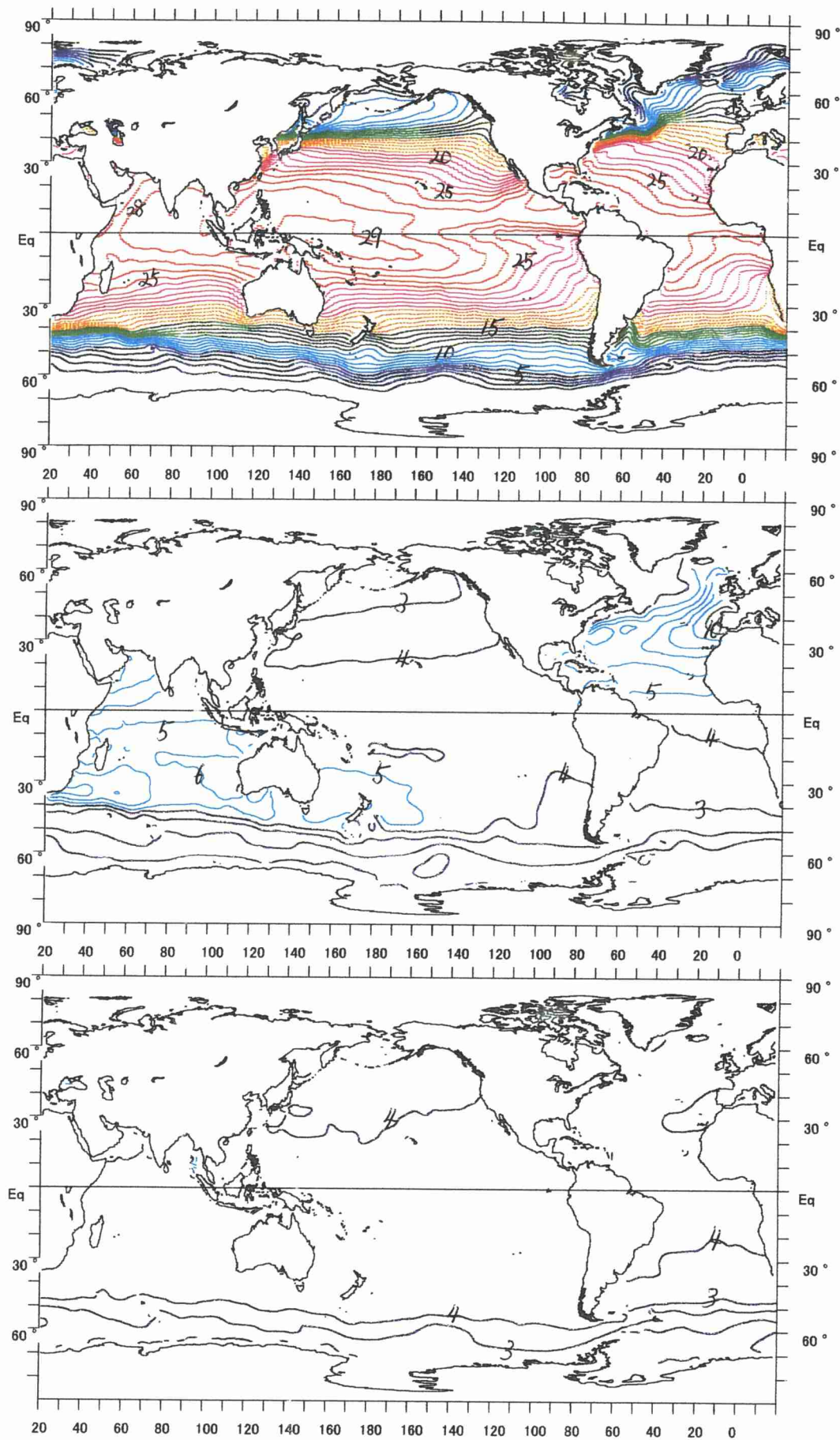
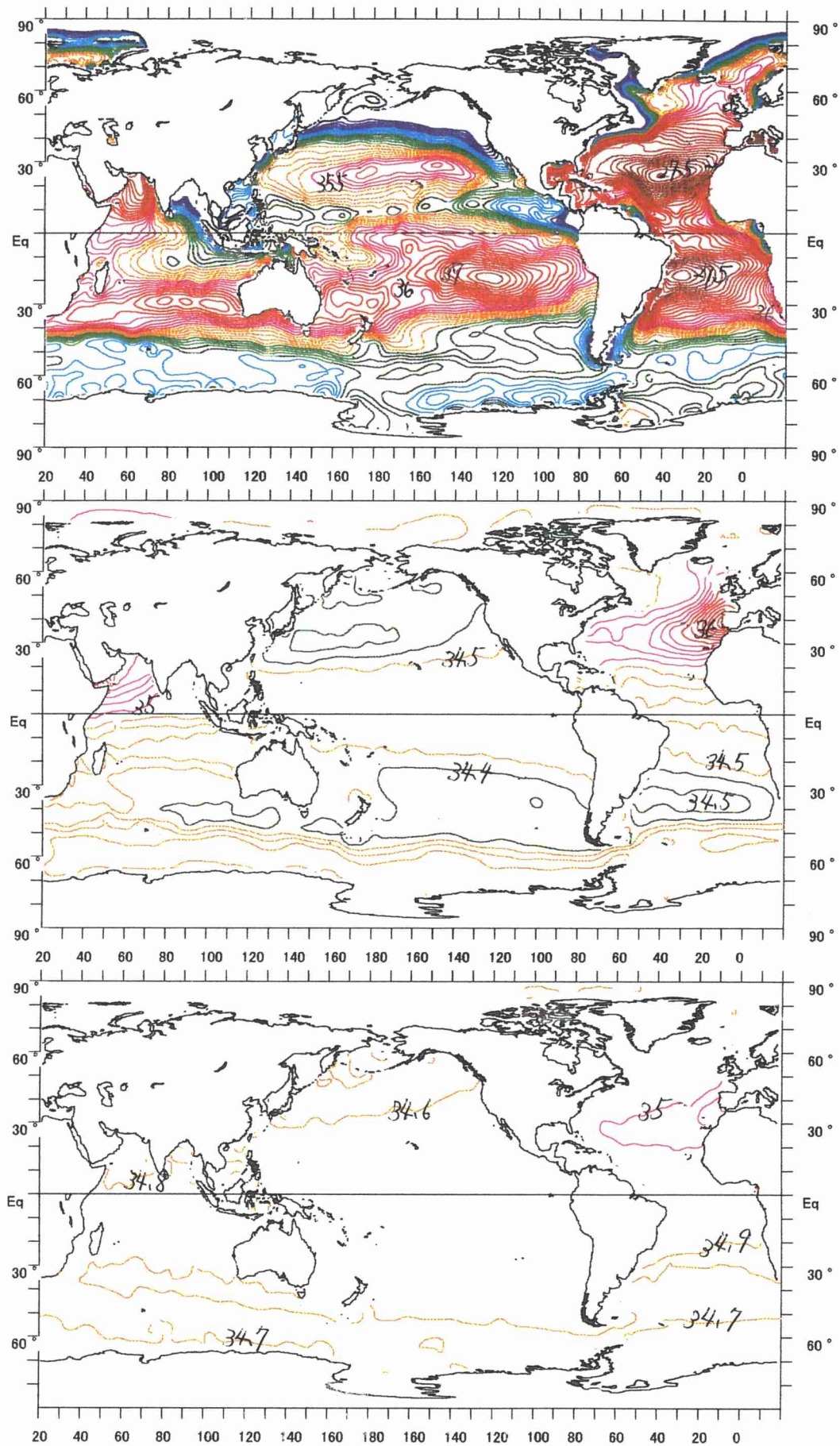


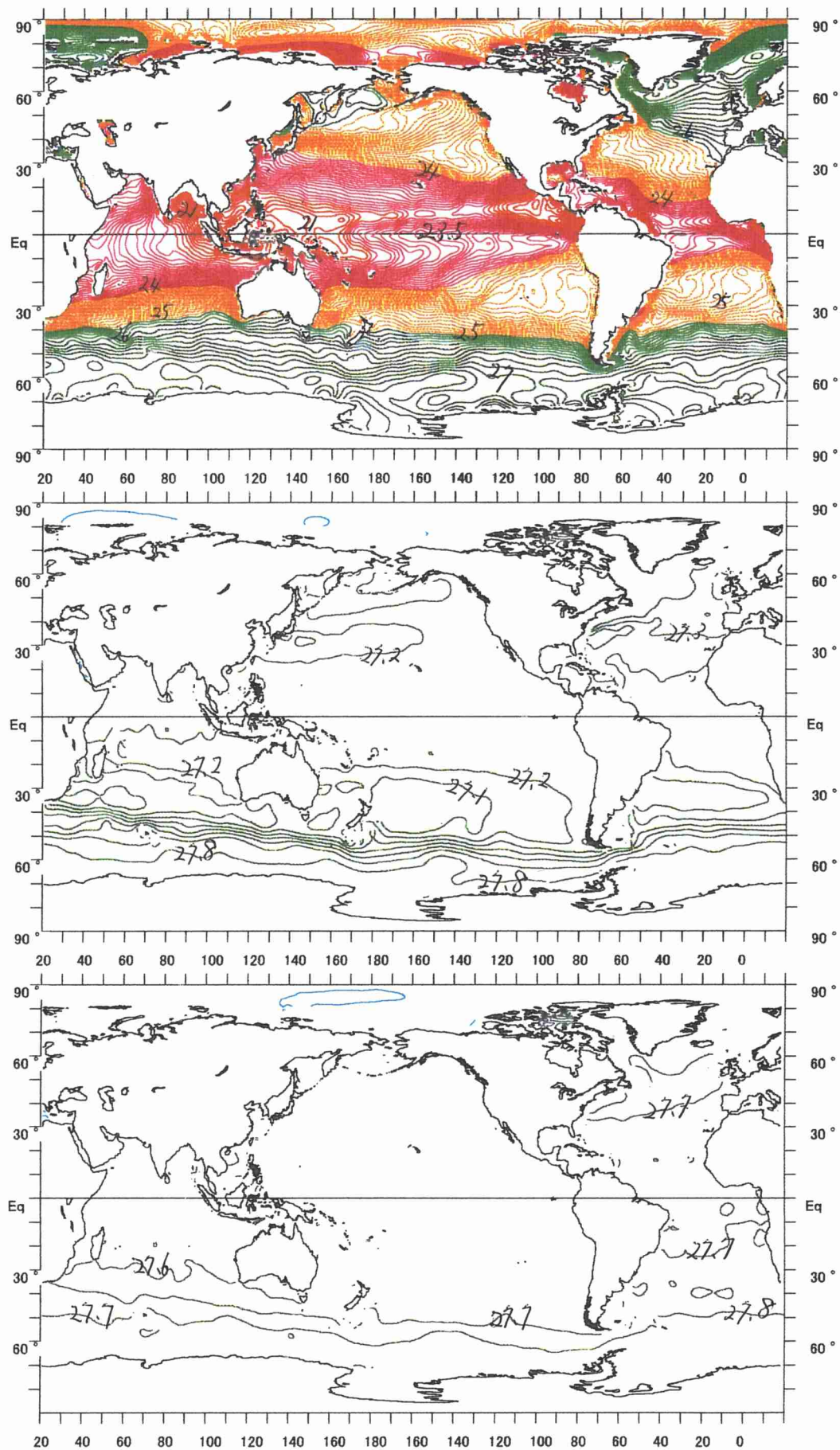
図 28.6 天洋 CTD 観測値から推定された渦の塩分鉛直勾配(psu/10km)
(東経 142 度線に沿う CTD 観測値から求めた結果)



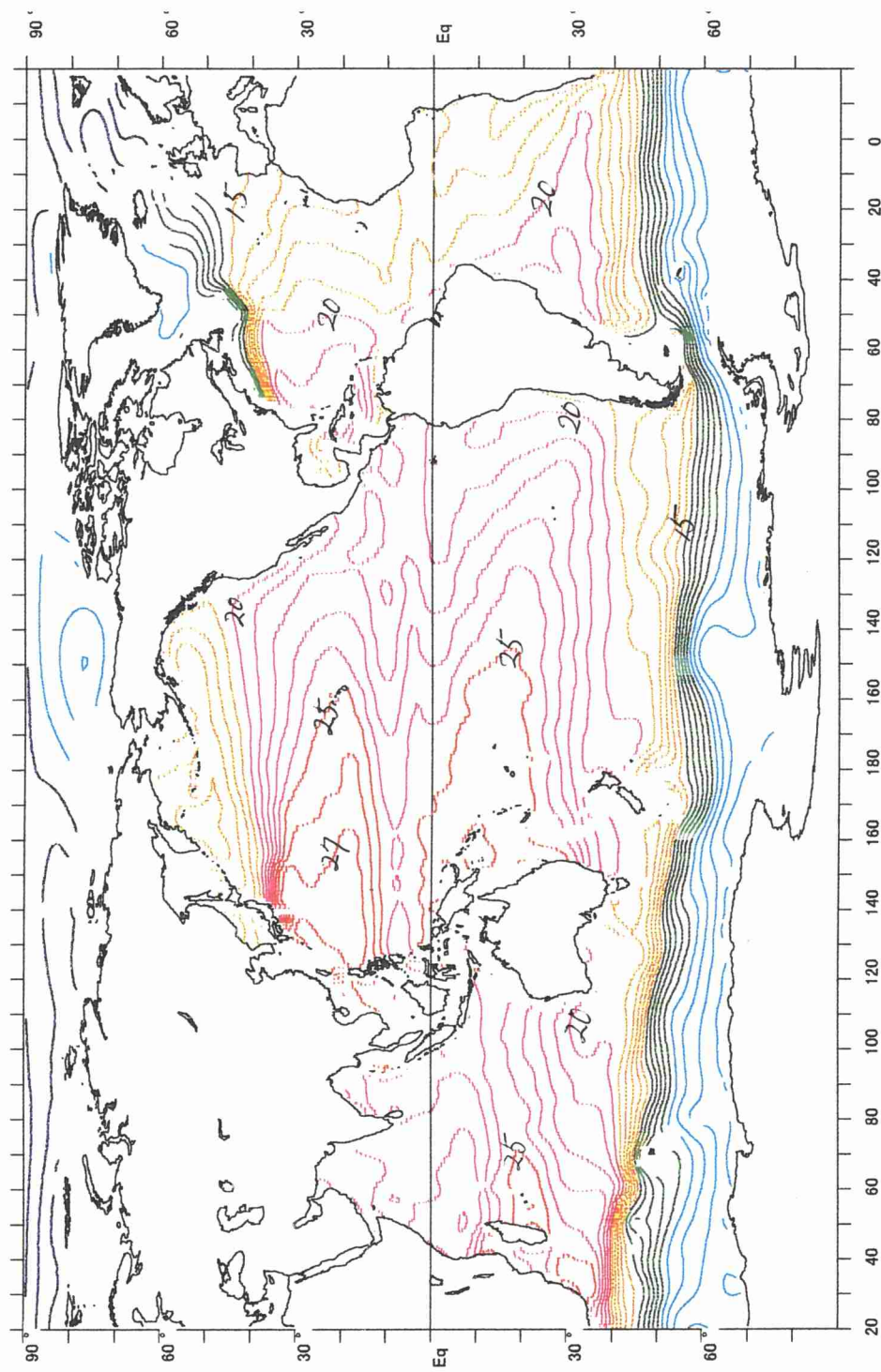
A1. WOA98 年平均気候値による全海洋の水温分布
 (上図から海面、1000m、2000m の水温(°C)分布)



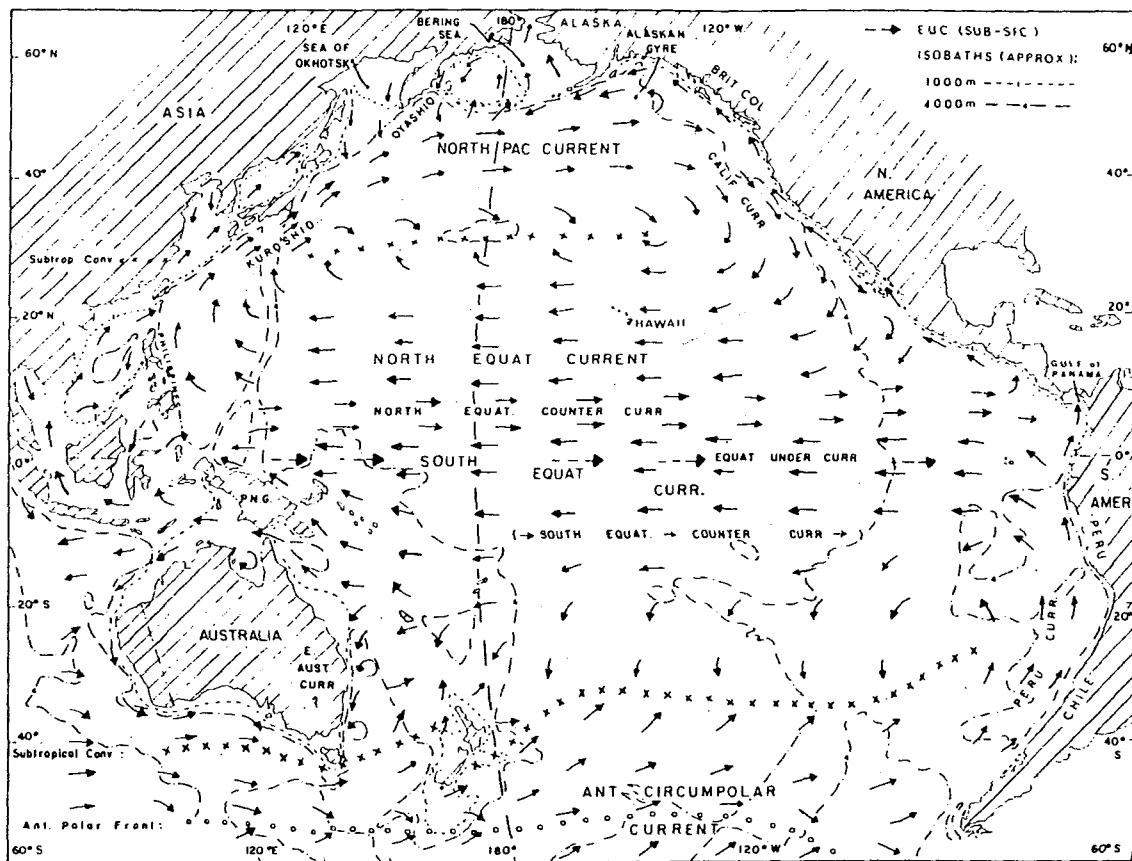
A2. WOA98 年平均気候値による全海洋の塩分分布
(上図から海面、1000m、2000m の塩分 (psu) 分布)



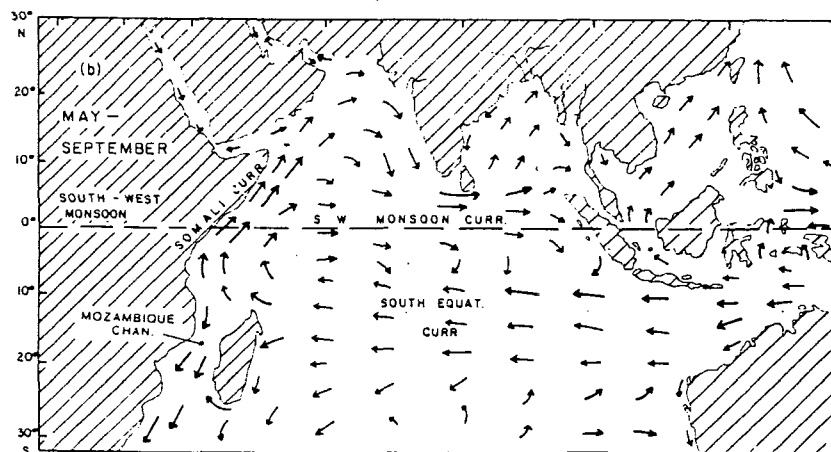
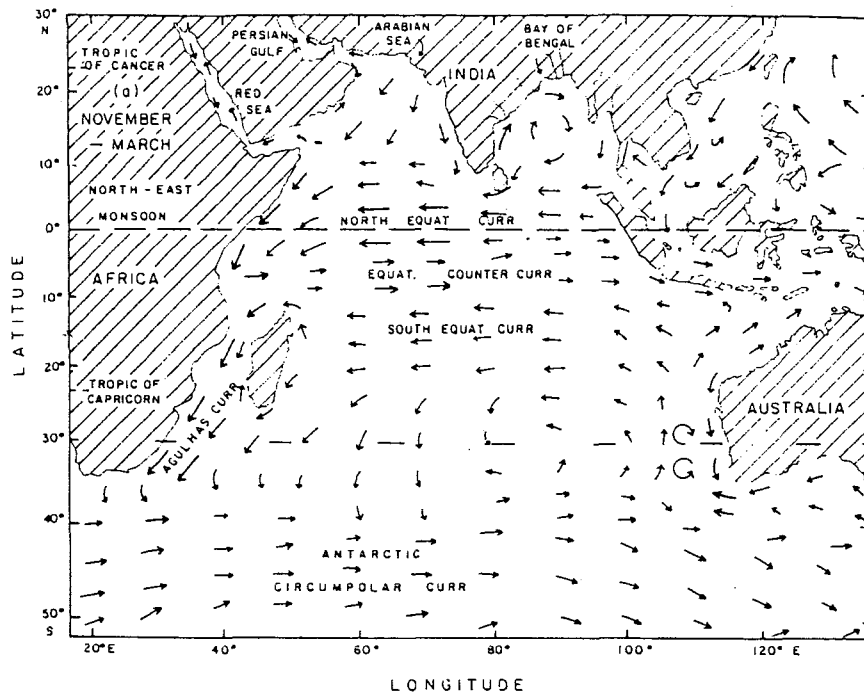
A3. WOA98 年平均気候値による全海洋のポテンシャル密度分布
 (上図から海面、1000m、2000m のポテンシャル密度 (kg/m^3) 分布)



A4.IWOA98 年平均気候値による 2000db 基準の
力学高度偏差の水平分布($10^5 \text{cm}^2 \text{m}^{-2}$)

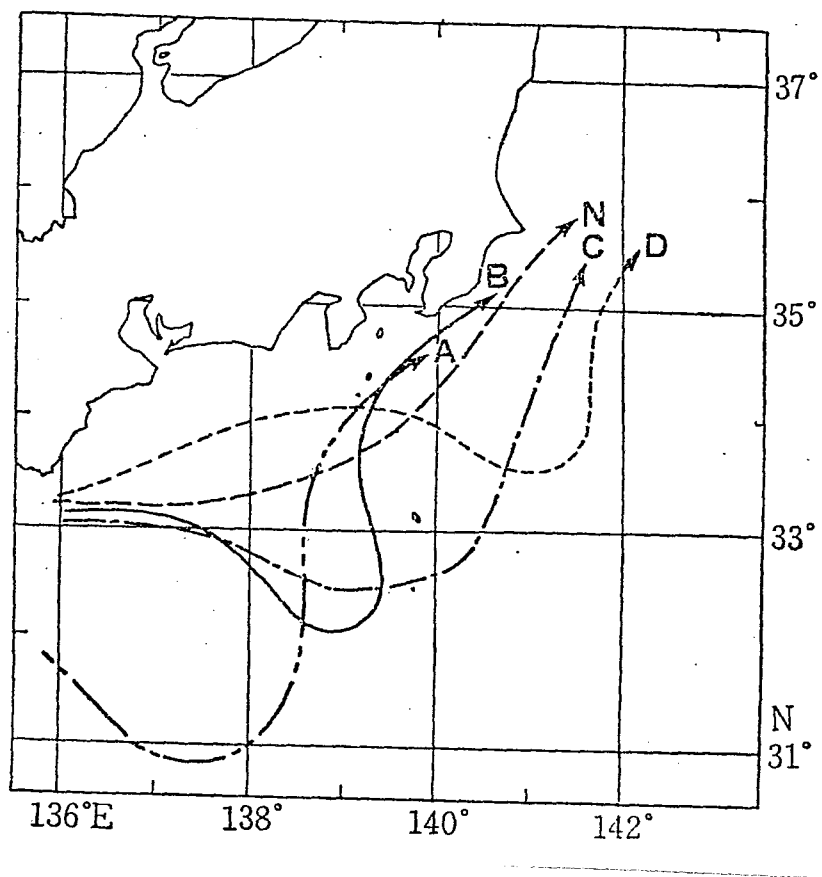


A 4.2.1 太平洋の表層海流の分布

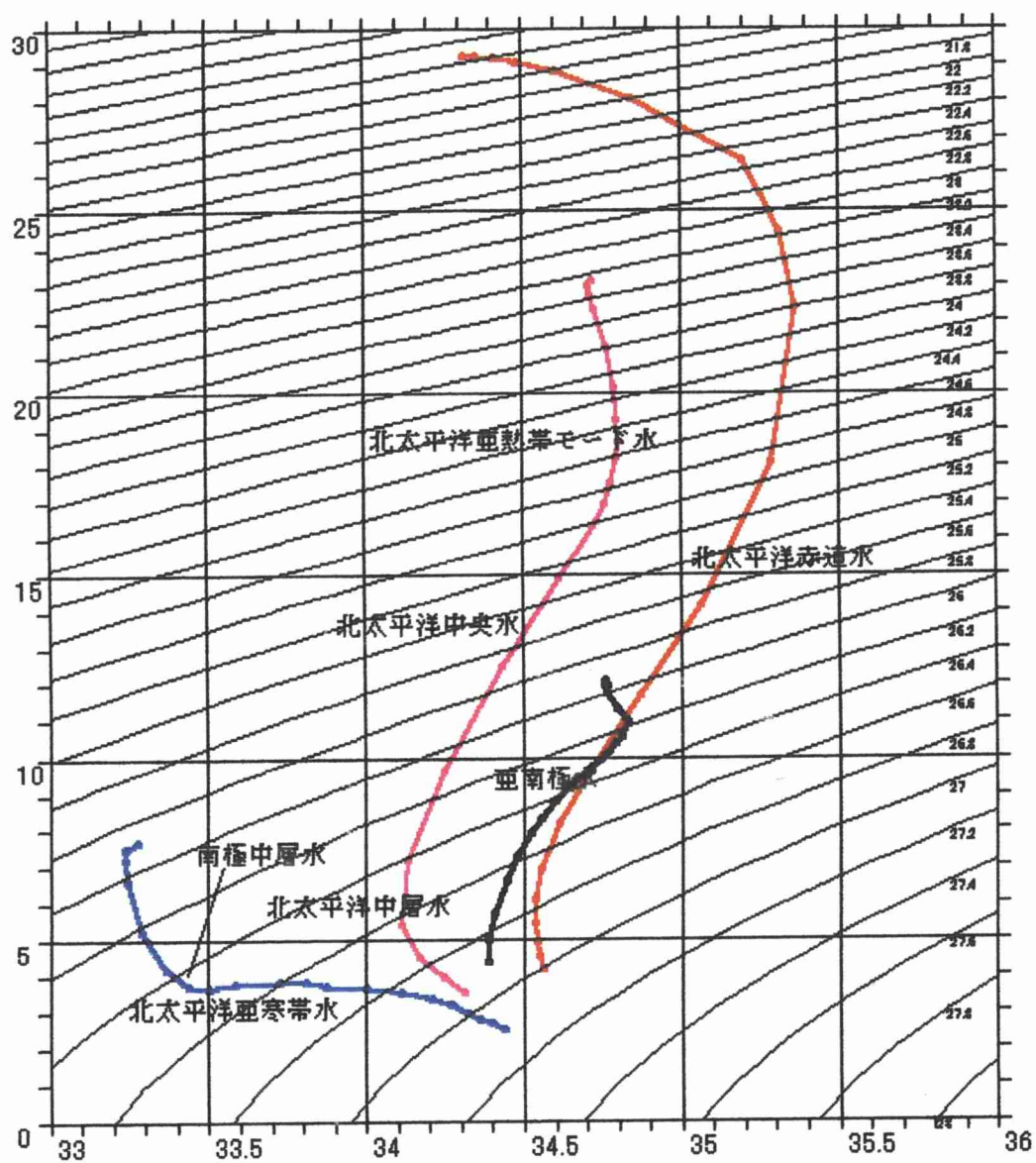


A 4.2.3 インド洋の表層海流の分布

(上図: 冬季のインド洋表層循環、下図: 夏季のインド洋循環)

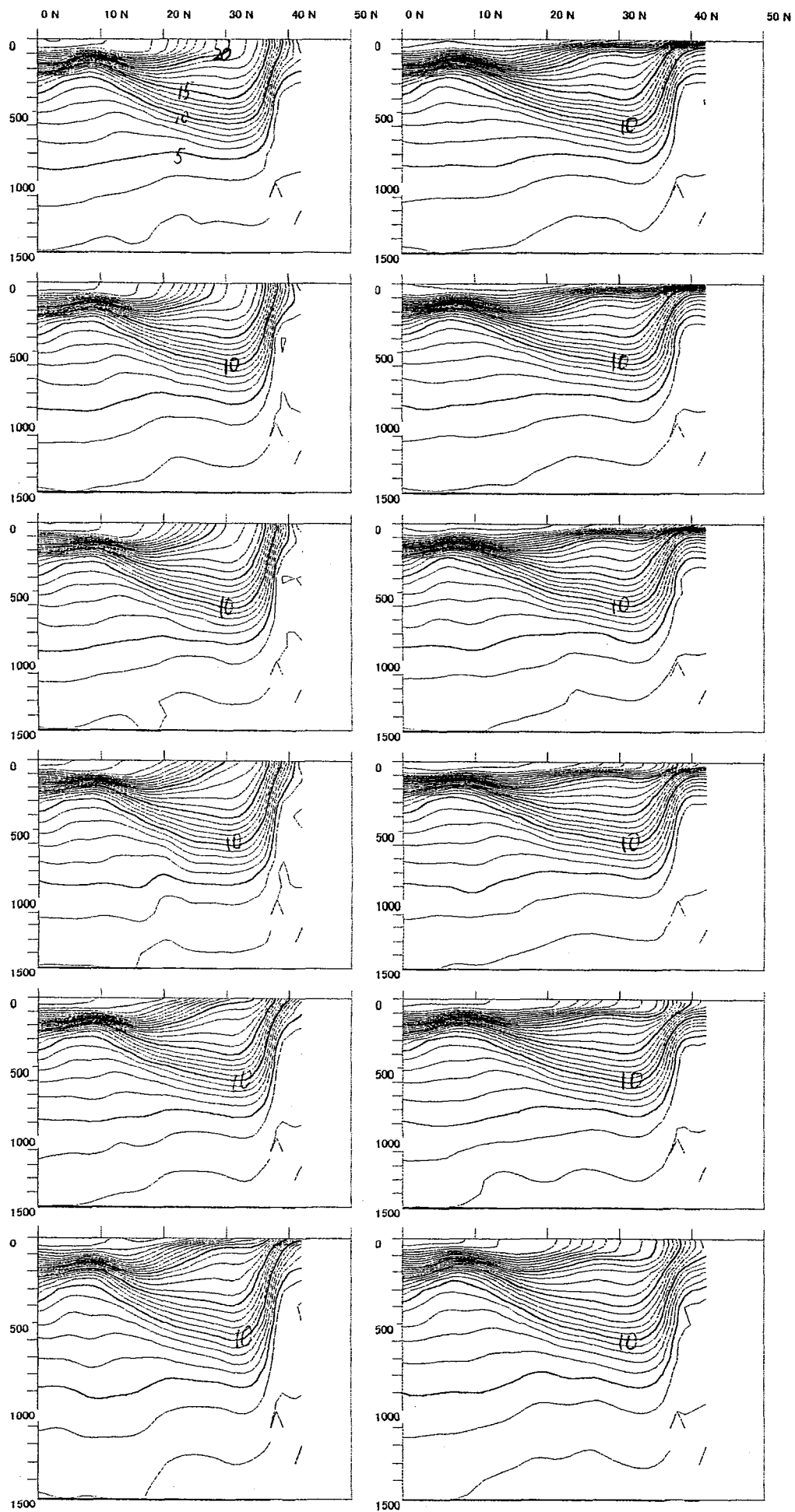


A4.3 黒潮流路蛇行の型の分類

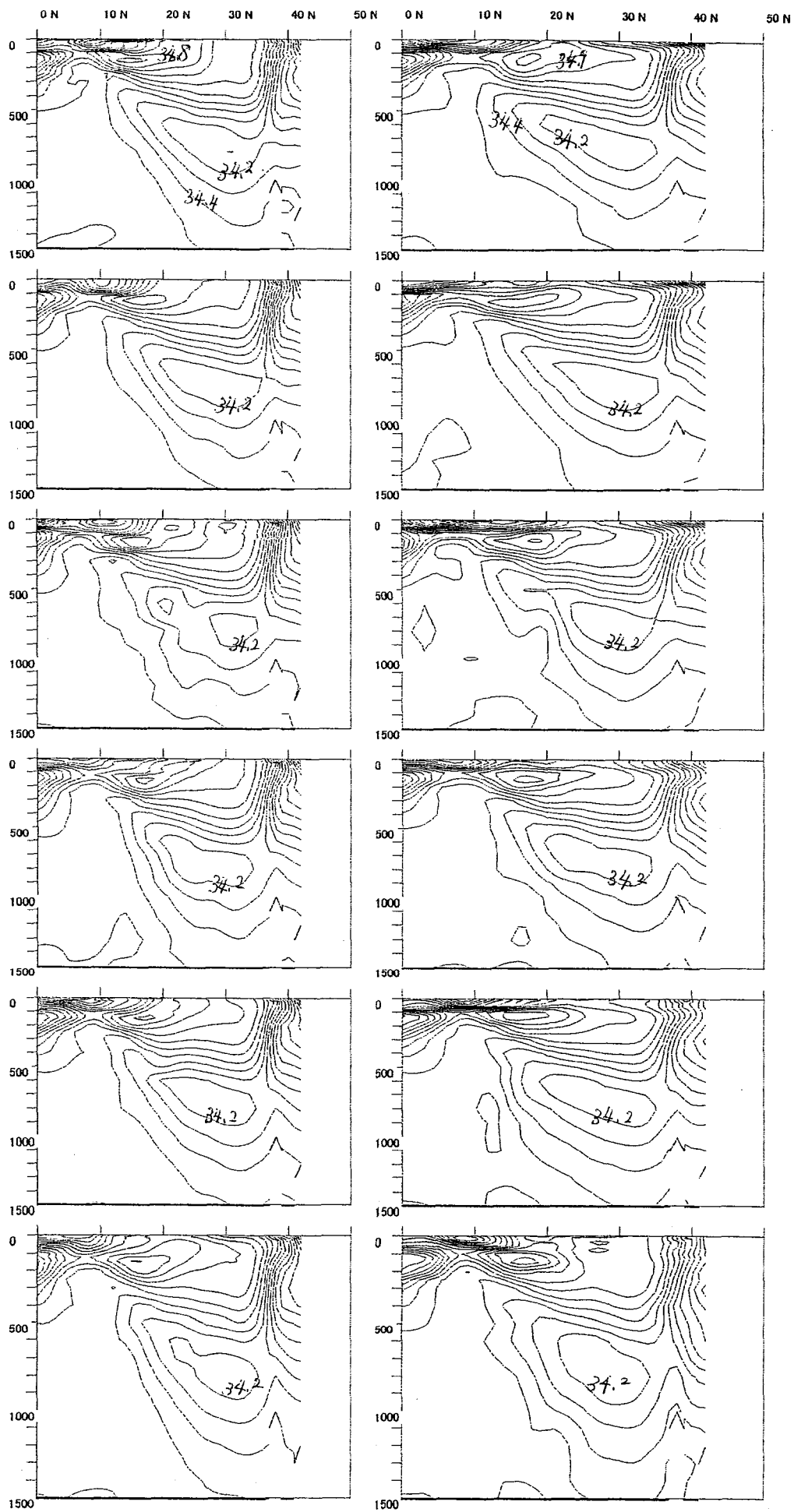


A5. WOA98 年平均気候値による太平洋の水塊の TS 図

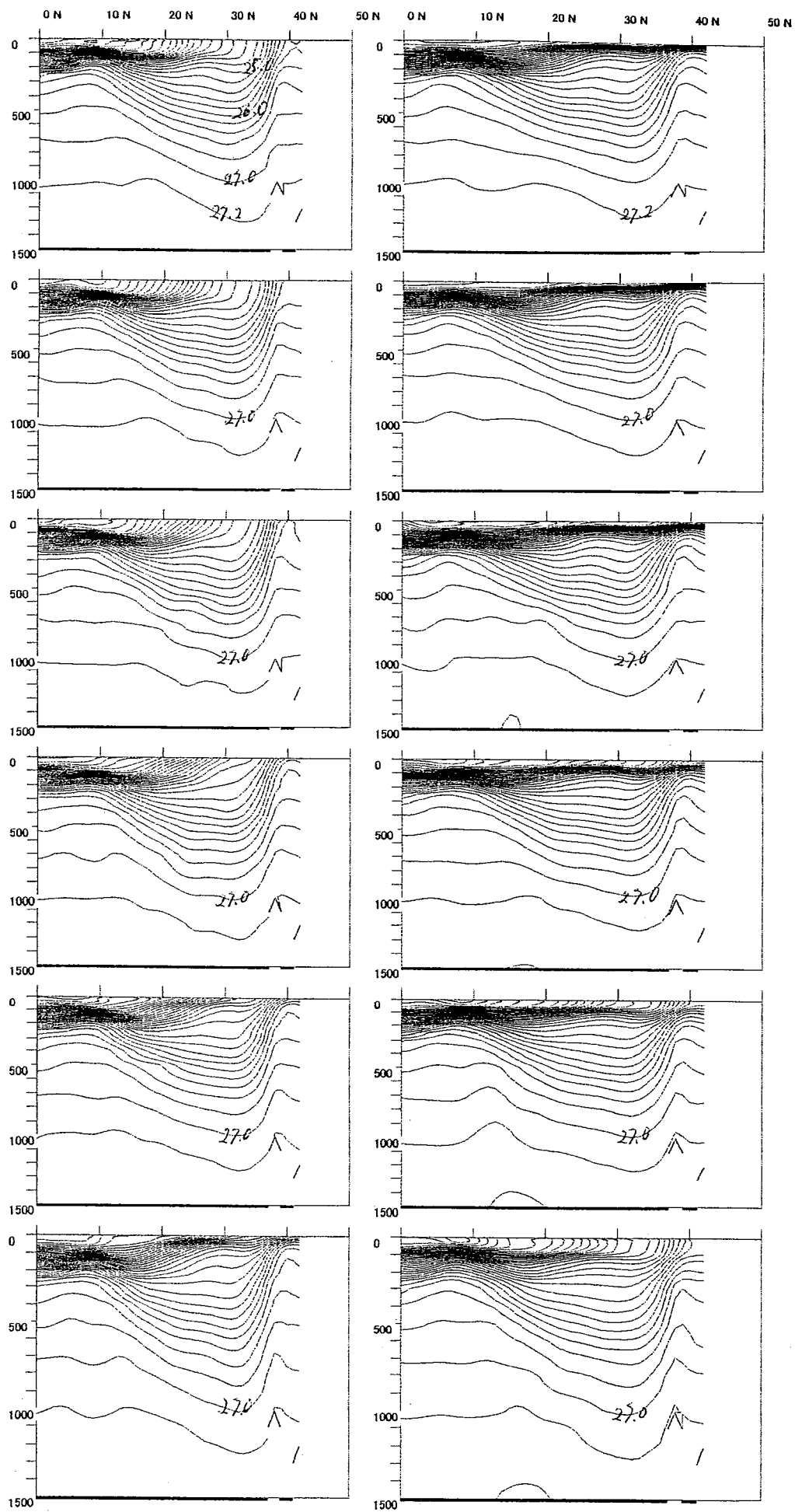
(横軸: 塩分(psu)、縦軸: 水温(°C))



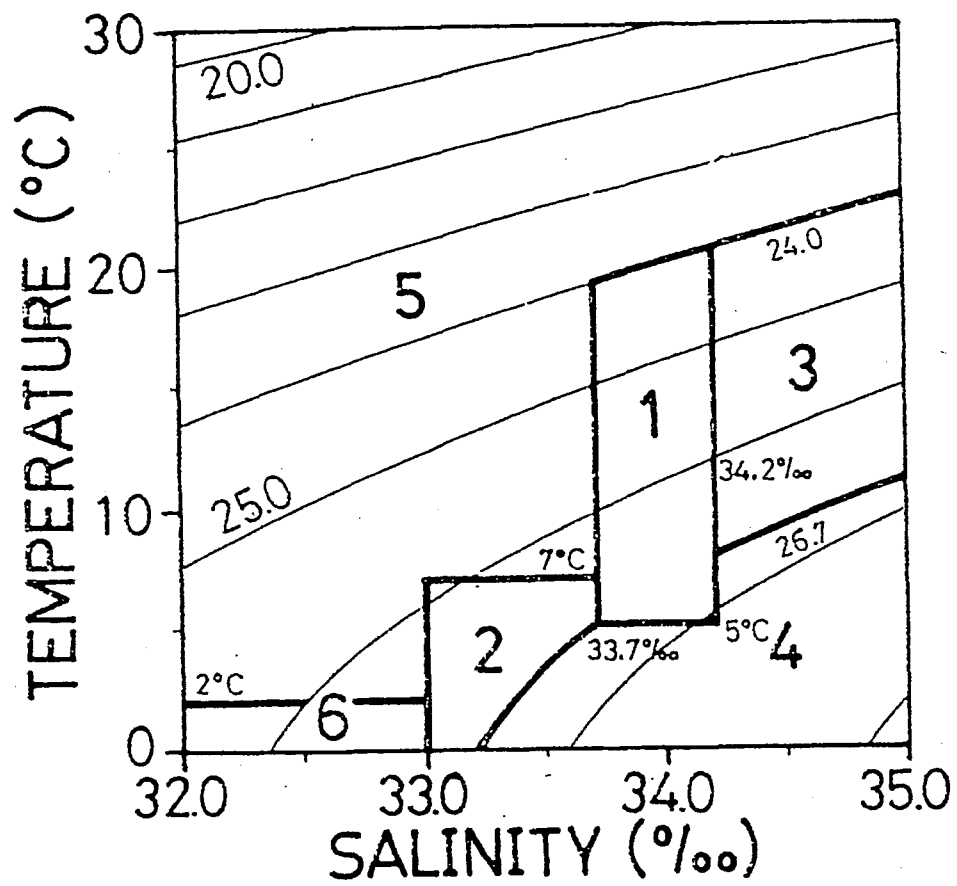
A6. WOA98 月平均気候値による赤道～北緯 50 度の南北鉛直断面図
(水温℃) 東経 144 度線



A7. WOA98 月平均気候値による赤道～北緯 50 度の南北鉛直断面図
(塩分 psu) 東経 144 度線

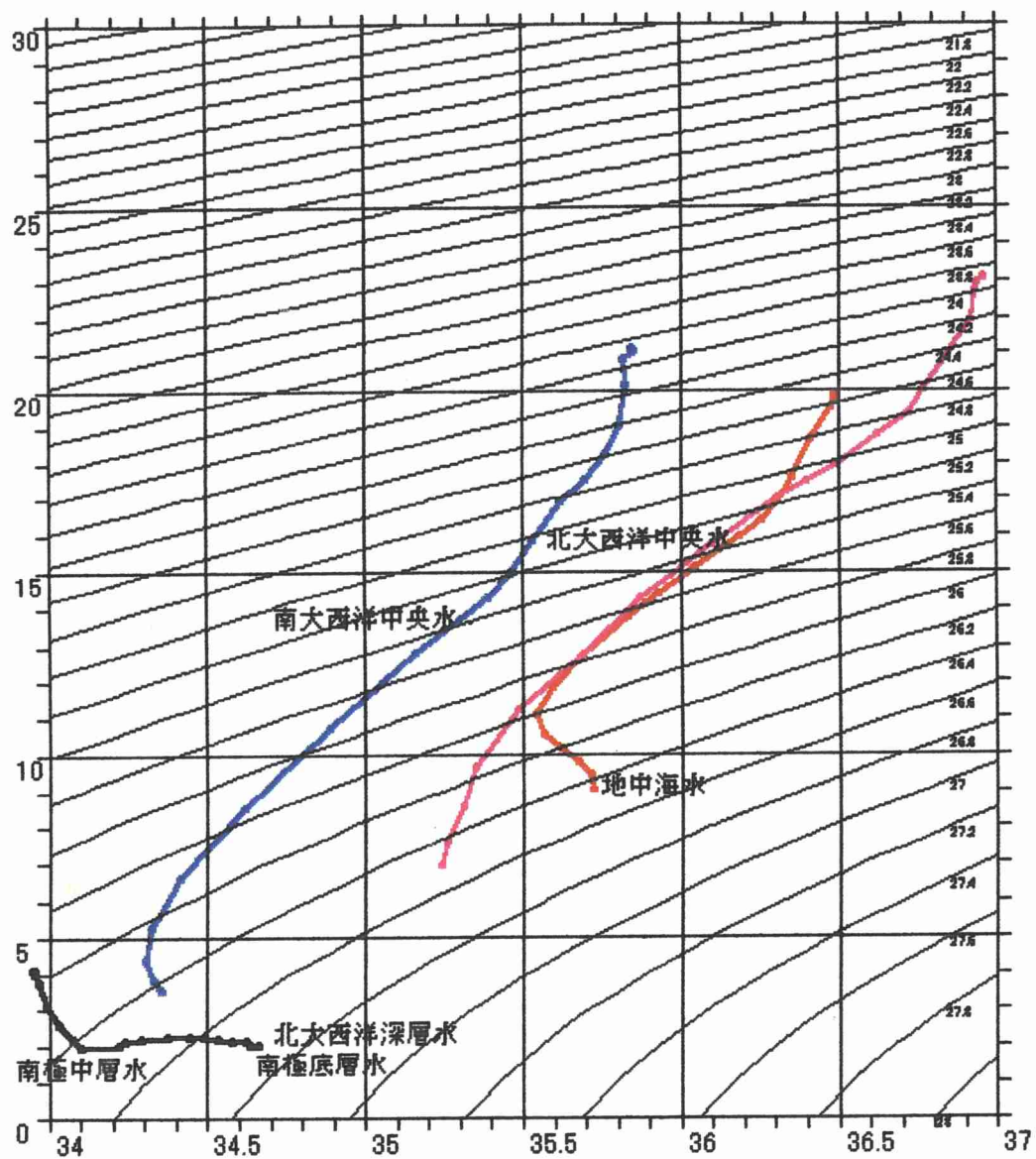


A8. WOA98 月平均気候値による赤道～北緯 50 度の南北鉛直断面図
(ポテンシャル密度 kg/m^3) 東経 144 度線



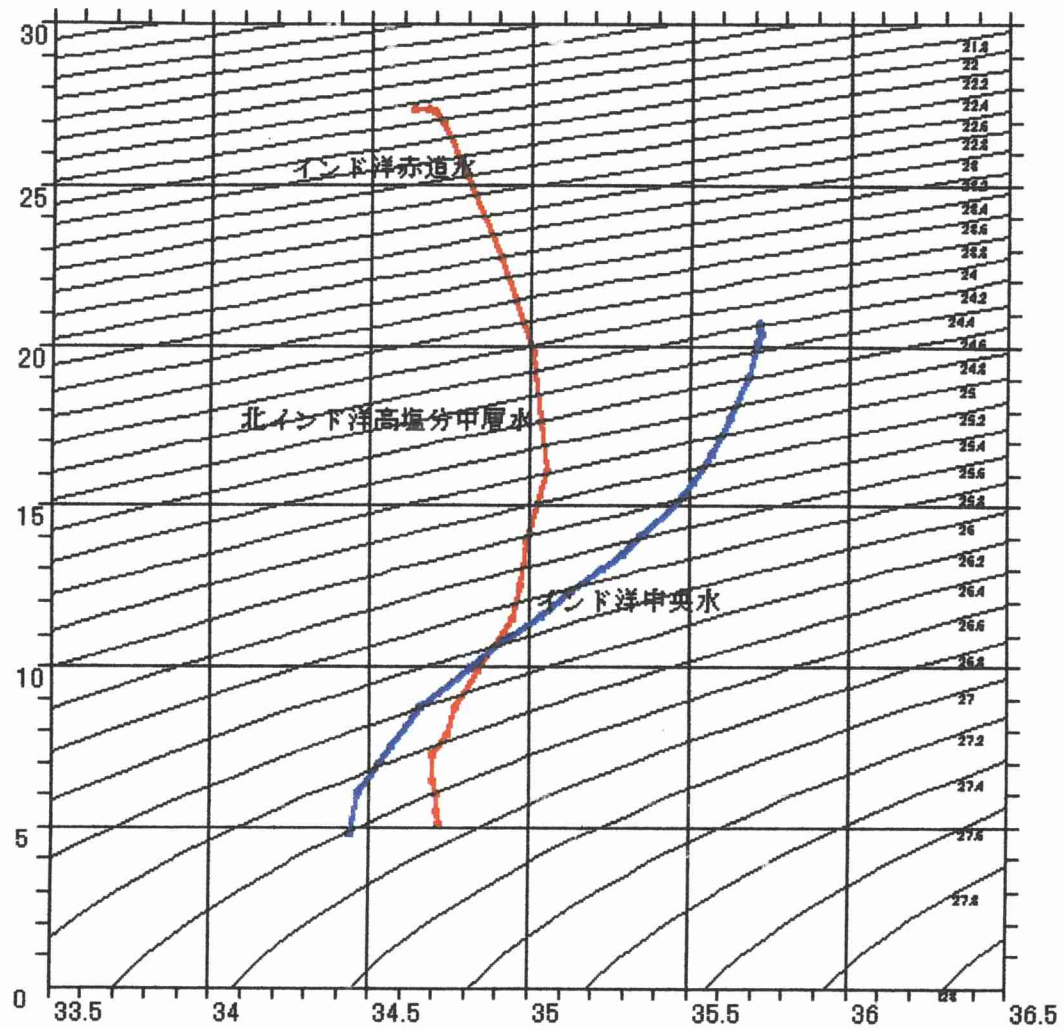
A9 水型の分類

(1:津軽暖流水 2:親潮水 3:黒潮水 4:底層水 5:表層水 6:沿岸親潮水)



A10 WOA98 年平均気候値による大西洋の水塊の TS 図

(横軸:塩分(psu)、縦軸:水温(°C))



A11.WOA98 年平均気候値によるインド洋の水塊の TS 図
 (横軸:塩分(psu)、縦軸:水温(°C))